



# Variabilité de la mer de Barents et son impact sur le phytoplancton

Laurent Oziel

## ► To cite this version:

Laurent Oziel. Variabilité de la mer de Barents et son impact sur le phytoplancton. Océanographie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2015. Français. NNT : 2015PA066483 . tel-01309807

**HAL Id: tel-01309807**

**<https://theses.hal.science/tel-01309807>**

Submitted on 1 May 2016

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**THÈSE DE DOCTORAT  
DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

**Spécialité : Océanographie**

**École doctorale : « 129 - Science de l'environnement »**

**réalisée**

**au Laboratoire d'Océanographie et du Climat**

**présentée par**

**Laurent OZIEL**

**pour obtenir le grade de :**

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

**Sujet de la thèse :**

**Variabilité de la mer de Barents et son impact sur le  
phytoplancton**

**soutenue le 30/09/2015**

**devant le jury composé de :**

**Pr. Alain Saliot,  
Dr. J-C. Gascard  
Dr. Jérôme Sirven  
Pr. Christiane Lancelot  
Pr. Jean-Louis Tison  
Pr. Marcel Babin**

**Président du Jury  
Directeur de thèse  
Co-directeur de thèse  
Rapporteuse  
Rapporteur  
Examineur**





« ... plus les êtres humains non seulement sentiront, mais sauront à nouveau qu'ils ne font qu'un avec la nature et plus deviendra impossible cette idée absurde et contre nature d'une opposition entre l'esprit et la matière, l'être humain et la nature, l'âme et le corps,... »

La Biosphère - Vladimir Vernadsky - 1926

### Remerciements :

La thèse est une aventure professionnelle et humaine qui vous change, une expérience qui ne peut être qu'enrichissante. Depuis que je suis arrivé au laboratoire LOCEAN il y a maintenant quatre ans, ma passion pour l'Océan est restée intacte, mais mon approche a considérablement évoluée. Aujourd'hui, je termine ma thèse avec énormément sentiment de satisfaction et la conviction encore plus profonde de l'importance et la nécessité de l'ouverture d'esprit, du débat d'idée, de la pédagogie et de la curiosité pour la culture de la pensée scientifique. La pensée scientifique n'est pas réservée à une élite ni un don inné, c'est l'expression objective de nos interrogations légitimes face au monde qui nous entoure. La culture de la pensée scientifique, du doute, apporte plus de questions que de réponses, mais représente avec l'art, une des plus belles réponses de l'Homme face aux dictats et à l'obscurantisme. Aujourd'hui je ressors grandi, renforcé et fier de cette expérience humaine qui m'a appris à persévérer et à être heureux malgré les difficultés. Comme disait Jean-Jacques Rousseau « Il n'y a point de bonheur sans courage, ni de vertu sans combat. ».

Il est difficile de remercier toutes les personnes qui m'ont aidé de près ou de loin lors de cette aventure de trois ans. C'est grâce à elles que j'ai pu arriver jusqu'au bout. Cette thèse appartient donc aussi à toutes ces personnes. Je vais essayer de n'oublier personne. Si toutefois c'était le cas, j'espère que les personnes en question connaissent déjà ma gratitude. D'abord, J'aimerais remercier Christiane Lancelot et Jean-Louis Tison, pour avoir accepté d'être membres de mon comité, puis rapporteurs de thèse. J'ai adoré les deux comités de thèse au cours desquels j'ai pu confronter mes résultats aux doutes et questionnements inhérents de la pensée scientifique et ainsi parfaire mes argumentations. Ces « brain storming » de 3 à 4 heures m'ont propulsés dans une dynamique très constructive et ont été le point de départ d'un tournant très positif dans ma thèse. Comme une piqure de rappel encourageante et vivifiante. J'exprime tous mes remerciements les plus chaleureux pour les conseils avisés et l'investissement de mes deux rapporteurs. J'aimerais ensuite remercier mes encadrants. Je remercie Jean-Claude Gascard pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser mon rêve, effectuer un doctorat sur l'Océan Arctique dans un grand programme européen. Grâce à Jean-Claude et ACCESS, j'ai pu assister à des conférences internationales, réaliser des collaborations avec des chercheurs norvégiens, participer au déploiement du premier glider français en Arctique. Sa passion pour les régions polaires, et l'« avant-garde » de ses idées ont été pour moi une source d'inspiration. J'aimerais remercier chaleureusement Jérôme Sirven, avec qui j'ai eu un immense plaisir à travailler. Avec Jérôme, j'ai découvert le sens de la collaboration et du dialogue scientifique. Merci de m'avoir guidé, aidé, soutenu lors de toutes les épreuves de la thèse. Merci de m'avoir toujours considéré en égal dans les débats comme dans la vie de tous les jours. J'ai beaucoup appris à tes côtés et ce fut aussi pour moi une très belle rencontre. Je tiens aussi à remercier Michel Crépon, mon tuteur, qui m'a pris sous aile. Je n'ai pas de mots assez forts pour lui dire à quel point son aide a été précieuse pour moi. Merci Michel. J'en profite aussi pour remercier la

direction du laboratoire, Anne-Marie Lézine, et l'école doctorale, Hervé Le-Treut, pour m'avoir écouté et soutenu.

J'aimerais aussi remercier celle sans qui je ne serais certainement pas là aujourd'hui : Diana Ruiz-Pino. Ceux qui m'ont aidé dans mon travail sans ne jamais me demander rien en retour : JB, Xavier, Francesco, Michael, Vani, Julien, Julie, Clément, Mehrad, Carlos, Fernanda... et sûrement d'autres. Ces personnes m'ont largement inspirés et font du LOCEAN un vrai laboratoire, un espace vivant où l'on échange sans arrière-pensée. Je remercie chaleureusement Dag Slagstad pour m'avoir accueilli à Trondheim, et formé sur le modèle SINMOD. Je remercie Michael et tout l'équipage du R/V Go Sars pour l'aventure Marenao en Aout 2014. Au laboratoire, il y a ceux avec qui j'ai vécu et partagé ces trois ans. Que ce soit dans le bureau BLOP, pour une pause cigarette, une simple discussion à la machine à café ou une fête déjantée. Ce sont les copains de « galère », le peuple des thésards, que je n'oublierai jamais. Ils sont les seuls à pouvoir comprendre le stress, le désespoir face à la peur d'échouer, l'obsession de son travail... mais aussi tous les permanents chez qui j'ai retrouvé cette humanité, cette jovialité. Je remercie Martin P. (et Lisa), Anthony, Julie, Sara L., Laurène, Casimir, Joan, Marion, Victor, Clément, Vera, Sarah, Karine, JB, Jérôme, François C, Julien B, Nicolas K, Yannis, Guillaume, Alice, Alice, Alice, Laura, Antoine, Claire, Tamara, Zoé, Ramiro, Isabel. Vous allez me manquer cruellement. Je vais maintenant remercier ma seconde famille, mes amis, mes copains, mes potos : La meute (Ludo, Gilles, Florian, Nico, Gabi...), Les obliques, Nico, Youri, Paul, Tom, Noam, Justine, Jo, Elise, Erik, Lucie, Lucie, Marcia the boyz, Marc, Swen, Valoche, Cléo, Bogdan, Schao, Cat, Steven, Quentin, Julian, Laura.

Je tiens à remercier ma petite famille. Mon père, ma mère qui m'ont toujours donné les moyens, au prix parfois de sacrifices, de faire des études. Je n'aurais jamais pu arriver au doctorat sans leur soutien inconditionnel et leur confiance. Je veux aussi remercier tendrement ma sœur qui m'a suivi et accompagné dans cette bataille de tous les jours.

Pour finir, Je remercie Candice d'avoir été à mes côtés sans jamais faillir. Je ne sais pas quoi dire pour te remercier tellement je suis fier et heureux d'avoir vécu cette expérience à tes côtés. D'autres aventures nous attendent maintenant.



# Table des matières

<b>I</b>	<b>Introduction générale</b>	<b>1</b>
I.1	Pourquoi étudier la mer de Barents ? . . . . .	2
I.1.1	Une région au cœur des grandes explorations et décou- vertes scientifiques fondatrices de l'océanographie . . . . .	2
I.1.2	Une région au cœur des changements climatiques actuels . . . . .	2
I.1.3	Un emplacement géographique stratégique . . . . .	5
I.2	Géographie et Bathymétrie . . . . .	6
I.3	Le système Océan-Glace-Atmosphère . . . . .	8
I.3.1	Masses d'eau et circulation . . . . .	8
I.3.2	La marée . . . . .	14
I.3.3	La glace de mer . . . . .	15
I.3.4	Variabilité atmosphérique . . . . .	21
I.4	Interactions dans le système Océan-Glace-Atmosphère . . . . .	22
I.5	Le phytoplancton de la mer de Barents . . . . .	28
I.5.1	Les spécificités de l'écosystème polaire . . . . .	28
I.5.2	Généralités sur le phytoplancton . . . . .	30
I.5.3	Caractéristiques du développement du phytoplancton dans la mer de Barents . . . . .	31
I.5.4	Les algues de glace (sympagiques) . . . . .	35
I.5.5	Les espèces de phytoplancton . . . . .	37
I.5.6	Les 3 principaux "PFT" et leurs caractéristiques . . . . .	38
I.5.7	Compétition, cohabitation, succession, distribution des PFT . . . . .	44
I.5.8	Variabilité inter-annuelle et tendance . . . . .	44
I.6	Problématique . . . . .	45
I.7	Objectifs généraux . . . . .	47
I.8	Contexte international . . . . .	47
I.9	Méthodologie . . . . .	48
I.9.1	Données . . . . .	48
I.9.2	Organisation du manuscrit . . . . .	50
<b>II</b>	<b>Variabilité de la structure frontale et des masses d'eau</b>	<b>51</b>
II.1	Introduction . . . . .	55
II.1.1	The Barents Sea : a key region for water mass transforma- tions. . . . .	55

II.1.2	Climate change and low frequency variability of the Barents Sea. . . . .	56
II.1.3	Objective . . . . .	59
II.2	Data and methods . . . . .	60
II.2.1	Data . . . . .	60
II.2.2	Kriging : an optimal method for interpolating data . . . .	61
II.2.3	SINMOD 3-D Model Description and set-up (Slagstad, 1987)	62
II.3	Summer climatology of the water masses from observations . . . .	64
II.3.1	Water masses . . . . .	64
II.3.2	Transformation of the water masses between BSO and Vardø	67
II.3.3	Fronts in the Barents Sea . . . . .	70
II.4	Variability of the Barents Sea water masses . . . . .	75
II.4.1	Environmental parameters variability . . . . .	75
II.4.2	Water mass variability from observation study . . . . .	79
II.4.3	Water mass variability from model study . . . . .	81
II.5	Variability of the fronts : a model study . . . . .	83
II.6	Discussion and conclusions . . . . .	88
<b>III</b>	<b>Mécanismes de la variabilité du phytoplancton</b>	<b>93</b>
III.1	Introduction . . . . .	96
III.2	Material and Methods . . . . .	100
III.2.1	In-situ data . . . . .	100
III.2.2	Satellite data . . . . .	101
III.2.3	Model . . . . .	103
III.3	Results . . . . .	103
III.3.1	Seasonal variability of the phytoplankton in the Barents Sea : climatology. . . . .	103
III.3.2	The seasonal variability of the phytoplankton during a warm year : 2007. . . . .	108
III.3.3	Crossed section Vardø . . . . .	110
III.3.4	The seasonal variability of the phytoplankton during a cold year : 2003. . . . .	113
III.3.5	Crossed section Vardø . . . . .	117
III.3.6	Interannual variability and trends over the period 1997-2014.	118
III.4	Discussion and Conclusions . . . . .	124
<b>IV</b>	<b>Mission glider en mer de Barents durant l'été 2014</b>	<b>129</b>
IV.1	Barents Sea Monitoring with a SEA EXPLORER Glider . . . . .	131
IV.2	Introduction . . . . .	131
IV.2.1	Gliders in Our Oceans . . . . .	131
IV.2.2	The Barents Sea . . . . .	132
IV.2.3	Magnetic Conditions . . . . .	132
IV.2.4	The SEA EXPLORER Glider . . . . .	134
IV.3	Operations and Performance . . . . .	134
IV.3.1	Tromø Fjords . . . . .	134

IV.3.2 Barents Sea Monitoring . . . . .	138
IV.4 Conclusion . . . . .	146
IV.5 Acknowledgment . . . . .	146
<b>V Altimétrie spatiale</b>	<b>147</b>
V.1 Introduction . . . . .	148
V.2 Données . . . . .	148
V.3 La circulation moyenne . . . . .	150
V.4 Le cycle saisonnier . . . . .	150
V.5 La circulation moyenne . . . . .	151
V.6 Analyse du signal non-saisonnier, sans tendance linéaire . . . . .	151
V.7 Discussion and conclusion . . . . .	154
<b>VI Conclusions et perspectives</b>	<b>157</b>
<b>A La théorie du "kriging"</b>	<b>165</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>169</b>





# Chapitre I

## Introduction générale

La mer de Barents est l'un des plus riches écosystèmes du monde (Sakshaug et al., 2009). Elle joue un rôle écologique important mais aussi socio-économique en raison de ses importantes ressources en poisson (cabillaud, capelan, hareng ....). Cela s'explique par le fait que le phytoplancton, qui constitue la base de la chaîne alimentaire, y est particulièrement abondant. Mais la mer de Barents est en première ligne face aux changements climatiques. L'effet le plus visible est la diminution drastique de la couverture de glace de mer d'environ 50% lors de la dernière décennie (Arthun et al., 2012). Ces changements affectent aussi, mais de manière moins visible, l'hydrologie de la mer de Barents. Un changement hydrologique pourrait avoir un fort impact sur le phytoplancton. Cela soulève deux grandes questions :

- Pourquoi la mer de Barents est-elle si riche en phytoplancton ?
- Comment le phytoplancton va évoluer dans le contexte des changements climatiques ?

Pour répondre à ces questions, il faut d'abord comprendre les spécificités de la mer de Barents que nous allons décrire dans l'introduction qui suit. Ensuite, nous étudierons les changements hydrologiques qui ont lieux dans la mer de Barents depuis 30 ans. Enfin, la compréhension de la variabilité hydrologique nous permettra d'analyser les mécanismes et la variabilité associés au phytoplancton.

## **I.1 Pourquoi étudier la mer de Barents ?**

### **I.1.1 Une région au cœur des grandes explorations et découvertes scientifiques fondatrices de l'océanographie**

La mer de Barents est le plus large plateau continental de l'océan Arctique (Fig.1). C'est une région très particulière, partiellement recouverte de glace en hiver, qui a suscité l'intérêt des scientifiques et explorateurs depuis plus de quatre siècles. Le premier explorateur, van Linschoten, s'y aventura avec son équipage pour la première fois en 1601. Il fit la découverte d'une vie sauvage très riche, de pêches abondantes et de plusieurs plateaux peu profonds. La mer de Barents attira un flot constant de scientifiques comme le célèbre explorateur Fridtjof Nansen lors de son expédition « Fram » entre 1893 et 1896 qui lui permit d'atteindre la latitude record de 86 °13.6'N.

Pendant sa première expédition, Nansen observa que les icebergs dérivait légèrement à droite de la direction du vent. Il chargea un jeune homme suédois, Vagn Walfrid Ekman, étudiant de Wilhelm Bjerknes, de trouver une explication à ce phénomène. Ekman en déduisit une des plus importantes lois de la physique océanique en expliquant ce phénomène de dérive des icebergs par la friction due à la rotation de la terre (force de Coriolis). D'autres innovations scientifiques majeures ont eu lieu en mer de Barents, avec notamment la première mesure insitu de la concentration en chlorophylle-a effectuée par E. Kreps et N. Verbinskaya en 1930.

### **I.1.2 Une région au cœur des changements climatiques actuels**

Aujourd'hui, la mer de Barents est toujours au cœur de l'intérêt des scientifiques. Elle est entourée de terres et sa bathymétrie rendent ce bassin accessible par rapport au reste de l'Arctique. La mer de Barents est souvent utilisée comme un laboratoire grandeur nature pour améliorer notre compréhension du système océan-glace-atmosphère spécifique à l'Arctique. L'océan Arctique est l'une des

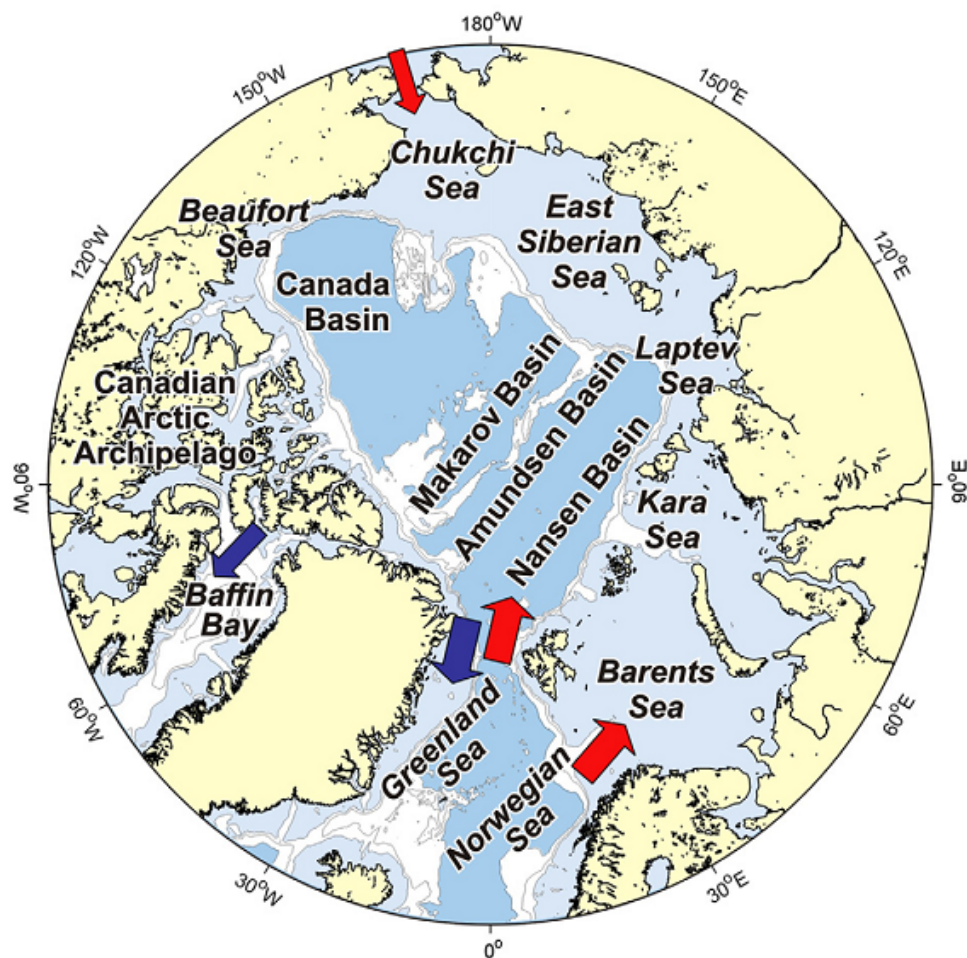


Fig. I.1 L'océan Arctique avec ses plateaux continentaux et ses bassins. Les flèches rouges indiquent les entrées d'eaux atlantiques ou pacifique, les bleues les sorties d'eaux arctiques (Carmack et Wassman, 2006).

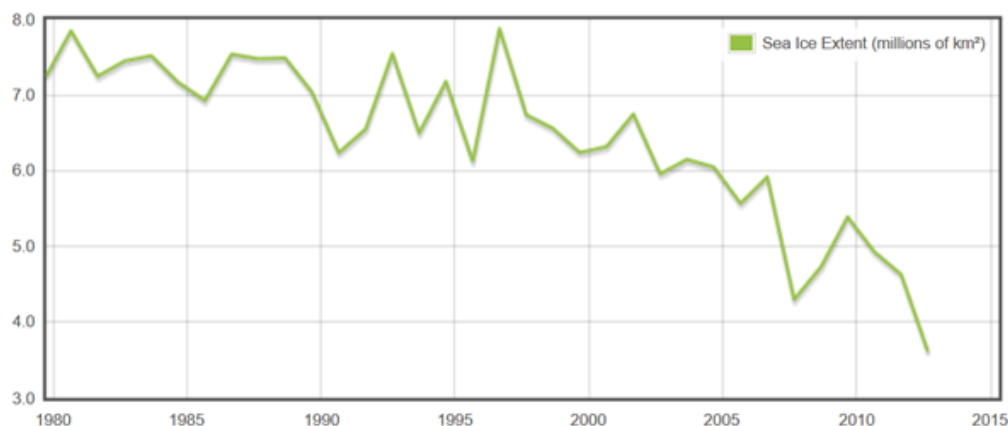


Fig. I.2 Extension de la couverture de glace de mer en septembre depuis 1979 (en millions de km<sup>2</sup>, NSDIC).

région les plus touchées par le changement climatique et les trente dernières années ont été les plus chaudes jamais enregistrées sur les derniers 1450 ans (IPCC, 2013). L'augmentation de la température moyenne en Arctique, de 2-3°C depuis 1950, et de 4°C en hiver, est la plus forte du globe (Chapman et Walsh, 2003). L'effet le plus visible est la réduction spectaculaire de la couverture et de l'épaisseur de la glace continentale (permafrost, glaciers) et de la glace de mer (banquise). L'étude récente de Kinnard et al. (2011) indique que cette diminution serait sans précédent pour les six derniers siècles. Leurs travaux suggèrent que l'augmentation de l'advection d'eaux chaudes atlantiques parvenant à l'océan Arctique serait un facteur important de cette fonte de la glace polaire. En trente ans, la banquise estivale a ainsi perdu environ 50% de sa surface (Fig.2) en atteignant son dernier minimum de 3,41 millions de km<sup>2</sup> en Septembre 2012 (Perovich et al., 2014).

En mer de Barents, de vieux carnets de bords recueillis par Vinje (2001) témoignent que durant l'année 1866, particulièrement froide, le bord de glace atteignait presque les côtes norvégiennes au mois d'Avril. Cela reste l'enregistrement du bord de glace le plus au Sud jamais enregistré. Aujourd'hui, la mer de Barents est seulement recouverte de glace à la hauteur de 30% de sa superficie (Arthun et al, 2012b). Selon l'étude de Smedsrup et al. (2013), les projections

climatiques indiquent que la mer de Barents sera libérée de glace dès 2050 avec une augmentation de la température de l'air estivale de 4°C. L'accélération de la fonte de la glace observée en Arctique lors des dix dernières années est appelée « Arctic amplification » (Screen et Simmonds, 2010) et la mer de Barents pourrait avoir un rôle important dans cette accélération.

### I.1.3 Un emplacement géographique stratégique

La mer de Barents, parce qu'elle constitue une zone de transition entre l'océan Atlantique et l'océan Arctique, revêt une importance majeure pour comprendre le climat à l'échelle du pôle et de l'hémisphère Nord (Smedsrup et al., 2013). Comment la mer de Barents, avec le faible volume d'eau qu'elle représente (230m de profondeur en moyenne), peut avoir une telle influence ? Située entre la mer de Norvège et le bassin de Nansen, la mer de Barents est plus qu'un simple plateau continental : elle est une des portes d'entrée pour les eaux atlantiques dans l'océan Arctique et donc une des principales connexions entre l'océan Arctique et l'océan global (Fig.3). L'autre voie d'accès des eaux atlantiques est le détroit de Fram. La mer de Barents est une zone de transition partiellement couverte de glace qui subit des pertes importantes de chaleurs vers l'atmosphère ( $-70\text{W/m}^2$  en moyenne annuelle,  $-250\text{ W/m}^2$  en moyenne hivernale,  $-500\text{W/m}^2$  en valeur maximale mensuelle). Ces pertes de chaleur sont dues au contraste entre les eaux chaudes atlantiques (environ 5°C) et les masses d'air polaires ( $-20^\circ\text{C}/-30^\circ\text{C}$ ) et sont favorisées par des fonds peu profonds. Ces pertes de chaleur intenses accompagnées du mélange de masses d'eaux aux propriétés différentes ainsi que le rejet de saumures lors de la formation de la glace créent des conditions idéales pour former des eaux denses. Ces dernières s'écoulent au fond de l'océan et rejoignent le bassin eurasiatique (Rudels et al, 1994) ou Canadien (Jones et al., 1995) pour former des eaux intermédiaires qui participent à la circulation thermohaline de l'océan Arctique.

Ces formations de masses d'eaux denses sont associées à une importante séquestration de carbone. Il est estimé qu'environ 60% du carbone saturé dans les

couches de surface de l'Océan est séquestré de cette façon vers l'Océan profond (smedsrup et al., 2013).

Outre la forte séquestration de carbone due à la formation de masses d'eau denses, la mer de Barents est également associée au piégeage de carbone du à son importante activité biologique. La mer de Barents concentre 49% de la production primaire des plateaux continentaux de l'Arctique (sachant que les plateaux continentaux sont les régions plus productives) et 40% de la production primaire de l'océan Arctique (Sakshaug, 2004) alors qu'elle représente seulement 1/10ème de la superficie totale. Carmack et al. (2006) souligne le rôle éminent que joue la mer de Barents dans la productivité et les cycles bio-géochimiques en Arctique.

La suite de cette introduction va être structurée en trois axes qui vont permettre de décrire : (1) la géographie et la bathymétrie, (2) le système océan-glace-atmosphère, (3) les caractéristiques bio-géochimiques de la mer de Barents. La problématique et les objectifs principaux seront présentés par la suite.

## **I.2 Géographie et Bathymétrie**

La mer de Barents est un plateau continental profond de 230 mètres en moyenne et s'étendant sur près de 1,4 millions de km<sup>2</sup>. Cela fait de la mer de Barents le plateau continental le plus large et le plus profond des neufs plateaux continentaux pan-arctique (Fig.1). Elle est délimitée (Fig.4) par les côtes norvégiennes et russes au Sud, par l'archipel du Svalbard au Nord, et les îles Franz Josef et Nouvelle Zemble à l'Est. La bathymétrie de la mer de Barents est particulièrement complexe et joue un rôle essentiel dans la circulation régionale. Elle est composée de nombreux plateaux peu profonds (<180 m) comme le plateau du Spitzbergen entre le Svalbard et l'île aux ours, le plateau de la Nouvelle Zemble situé à l'Est, ainsi que par des plateaux plus isolés, comme le plateau Central ou le Grand plateau, et des crêtes ou talus. Enfin, la région est également caractérisée par des passages plus profonds comme le chenal de l'Île aux Ours (section

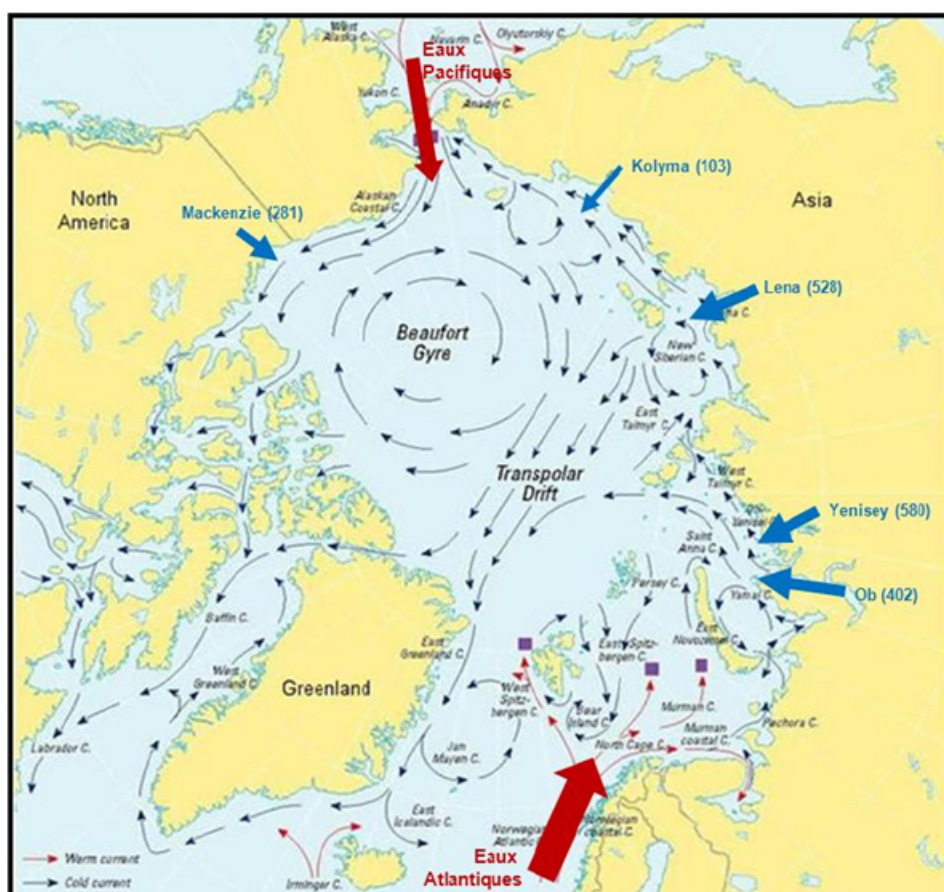


Fig. I.3 Circulation générale de l'océan Arctique représentant les deux principaux courants : le gyre de Beaufort et la Dérive Transpolaire. Les flèches rouges représentent les entrées d'eau en provenance des océans Atlantique et Pacifique. Les carrés violets sont les zones de subduction de ces eaux sous les eaux arctiques. Les flèches bleues montrent les principaux fleuves s'écoulant en Arctique et leurs apports en kilomètres cube d'eau par an (données ACIA 2004, Woodgate et Aagaard, 2005 et image fournie par Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP, <http://www.amap.no/>)).



BSO dans le Fig.4) ou le chenal de Victoria (entre Svalbard et les îles Franz Josef).

## 1.3 Le système Océan-Glace-Atmosphère

### 1.3.1 Masses d'eau et circulation

La structure géographique et topographique de la mer de Barents contraint la circulation régionale et les échanges de masses d'eaux aux frontières du bassin. Le passage de l'Île aux Ours, situé entre Fugløy (Côte nord norvégienne) et Bjørnøya ("Île aux ours" en français) est la porte d'entrée pour les eaux norvégiennes côtières et les eaux atlantiques dans l'Ouest de la mer de Barents (Fig.5). Il s'agit d'une section stratégique, communément appelé « Barents Sea Opening » ou BSO (voir Fig.4), et ainsi échantillonnée de manière régulière par les scientifiques Norvégiens (six fois par an comme pour la section Gimsoy plus au Sud, ou deux à quatre fois par an pour la section Vardø plus à l'Est). La partie des eaux Atlantiques issues des mers nordiques (i.e. mer de Norvège) qui traversent cette section sont d'une importance capitale pour la compréhension de la variabilité climatique de toute la région car ces eaux atlantiques transportent la chaleur provenant des basses latitudes.

Trois voies principales permettent un accès à l'Arctique : la mer de Barents, Le détroit de Fram et le détroit de Béring. La mer de Barents se différencie du détroit de Béring (entre l'Alaska et la Sibérie) par des transports au moins deux fois plus importants. Par ailleurs, elle se différencie du détroit de Fram, car elle constitue un "aller simple" vers les bassins Arctiques, alors que le détroit de Fram est caractérisé par d'intenses recirculations.

Le débit net à l'entrée de BSO est estimé à environ 2.5 Sv ( $10^6 m^3/s$ ) dont 1.7 Sv sont attribués au courant norvégien atlantiques (NAC) et 0.8 Sv au courant norvégien côtier (NCC). Le NCC est composé des eaux issues des côtes norvégiennes et baltiques. Il reçoit également de petites quantités d'eaux issues de la

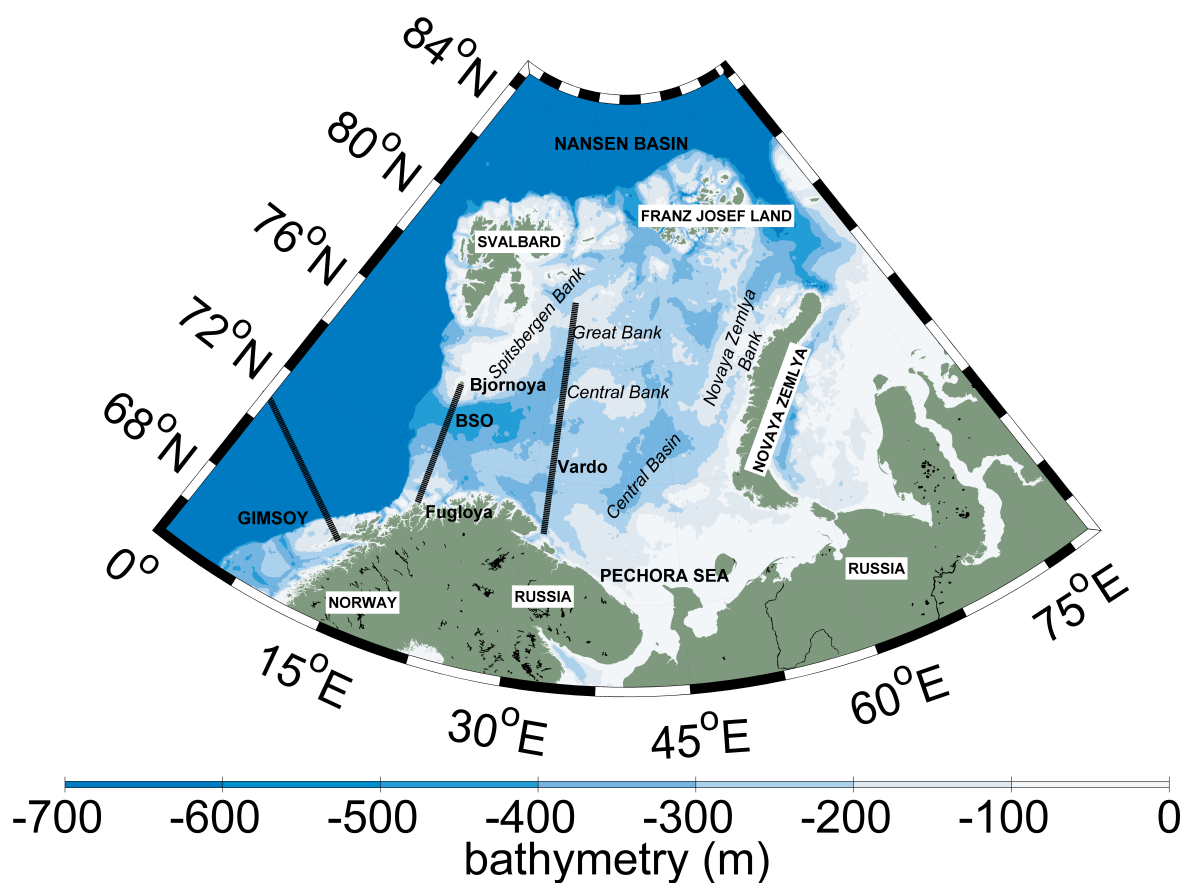


Fig. I.4 bathymétrie et géographie de la mer de Barents ainsi que les sections standards régulièrement échantillonnées par les norvégiens. Plateau de Spitsberg = Spitsbergen Bank, plateau central = Central Bank, grand plateau = Great Bank, plateau de la nouvelle Zemble = Novaya Zemlya Bank, bassin central = Central basin, BSO = "Barents Sea Opening".

mer Blanche et de Petchora qui ont approximativement les mêmes propriétés hydrologiques (peu salées).

Le courant Atlantique se sépare en deux courants distincts dès son entrée dans la mer de Barents du fait de la bathymétrie. Malgré le fort débit de ce flux d'eau (chaude et salée), le courant Atlantique n'est pas assez fort pour envahir toute la mer de Barents.

Au Nord de la mer de Barents, dans les couches supérieures, on trouve des eaux plus froides et moins salées appelées eaux arctiques, originaires des bassins eurasiens de l'océan Arctique. Les eaux sont amenées par le Persey current et le East Spitzbergen Current (Fig.5).

Les branches de circulation de la mer de Barents, et plus largement des bassins Arctiques sont largement influencées par la structure dépressionnaire grande échelle caractérisant l'atmosphère des mer nordiques. Ce cyclone atmosphérique crée une convergence océanique dans la mer de Barents et provoque une intensification de la branche de circulation entrant dans la mer de Barents par BSO et un affaiblissement de la branche du détroit de Fram (Lien et al., 2013).

Le flux entrant dans la mer de Barents doit être compensé par un flux sortant aux frontières du bassin. Ce flux d'eau sortant fournit une source d'eau continue aux bassins arctiques (Rudels et al. 1994). Nansen proposa dès 1906, que les eaux de la mer de Barents sortent dans un chenal peu profond (220 m) entre la nouvelle Zemble et les îles Franj Josef. Ce courant se dirigeant vers l'Est fut confirmé par Loeng et al. (1993). Ils trouvèrent un flux net de 0.7 Sv en été et 3.2 Sv en hiver avec une moyenne annuelle de 1.9 Sv mais trouvèrent aussi un courant vers l'Ouest de 0.3 Sv.

La rencontre des eaux atlantiques, chaudes et salées, et des eaux arctiques, plus douces et froides s'effectue le long du « front polaire ». Le front polaire a été étudié pour la première fois par Tantsuira (1959) puis par Loeng (1991). Notre connaissance du front polaire est limitée et approximative (Fig.6). Il est uniquement connu dans la partie ouest de la mer de Barents. Parson et al. (1996) ont

montré qu'il est contrôlé par la bathymétrie dans cette zone où il suit l'isobathe 250m autour du plateau du Spitzbergen. D'Ouest en Est, il longerait ensuite le talus du Grand Plateau vers le Nord, puis tournerait vers le Sud en formant des méandres autour du plateau central.

Les masses d'eaux principales ont déjà été définies. Ce sont les eaux atlantiques et les eaux arctiques. Cependant, d'autres masses d'eau ont une importance capitale pour la circulation, la structure thermohaline de la mer de Barents. Il s'agit d'eaux douces (légères et peu salées) issues des rivières, de la fonte de la glace continentale et de mer ou bien au contraire d'eaux denses créées localement.

La mer de Barents ne reçoit que très peu d'eau fluviale comparé aux autres plateaux arctiques alimentés par les grands fleuves russes (Ob, Yenisey, Lena, Kolyma) ou canadien (Mackenzy) comme indiqué Fig.3. Le flux entrant d'eau douce issu des fleuves a été estimé à 0.017 Sv d'après Prowse and Flegg (2000). Le flux d'eau douce due à la glace de mer importée du bassin de Nansen ou de la mer de Kara ont été quantifiés par Vinje (1987) à environ 0.018 Sv. Enfin, La fonte de la glace de mer formée localement dans la mer de Barents correspondrait à un volume annuel d'eau douce de 0.05 Sv (Martin and Augstein, 2000).

Si la fonte saisonnière de la glace de mer de Barents va délivrer de l'eau douce à la surface de l'Océan, sa formation va aussi rejeter des « saumures » (masses d'eaux froides, denses et très salées). Nansen (1906) remarqua la formation d'eau dense dans l'Est de la mer de Barents, proche de la Nouvelle Zemble. Il suspectait que ces eaux denses alimentaient l'océan Arctique en s'écoulant par le chenal situé entre la Nouvelle Zemble et l'archipel Franz Josef. Cette spéculation a ensuite été confirmée par Knipowitsch (1905), Midttun (1985) et puis plus récemment Rudels et al. (1994). Schauer et al. (1997) montrèrent que ces eaux denses issues de la mer de Barents constituent les eaux intermédiaires (1200m de profondeur) de l'océan Arctique.

Ces eaux provenant originairement des mers nordiques vont retrouver les eaux

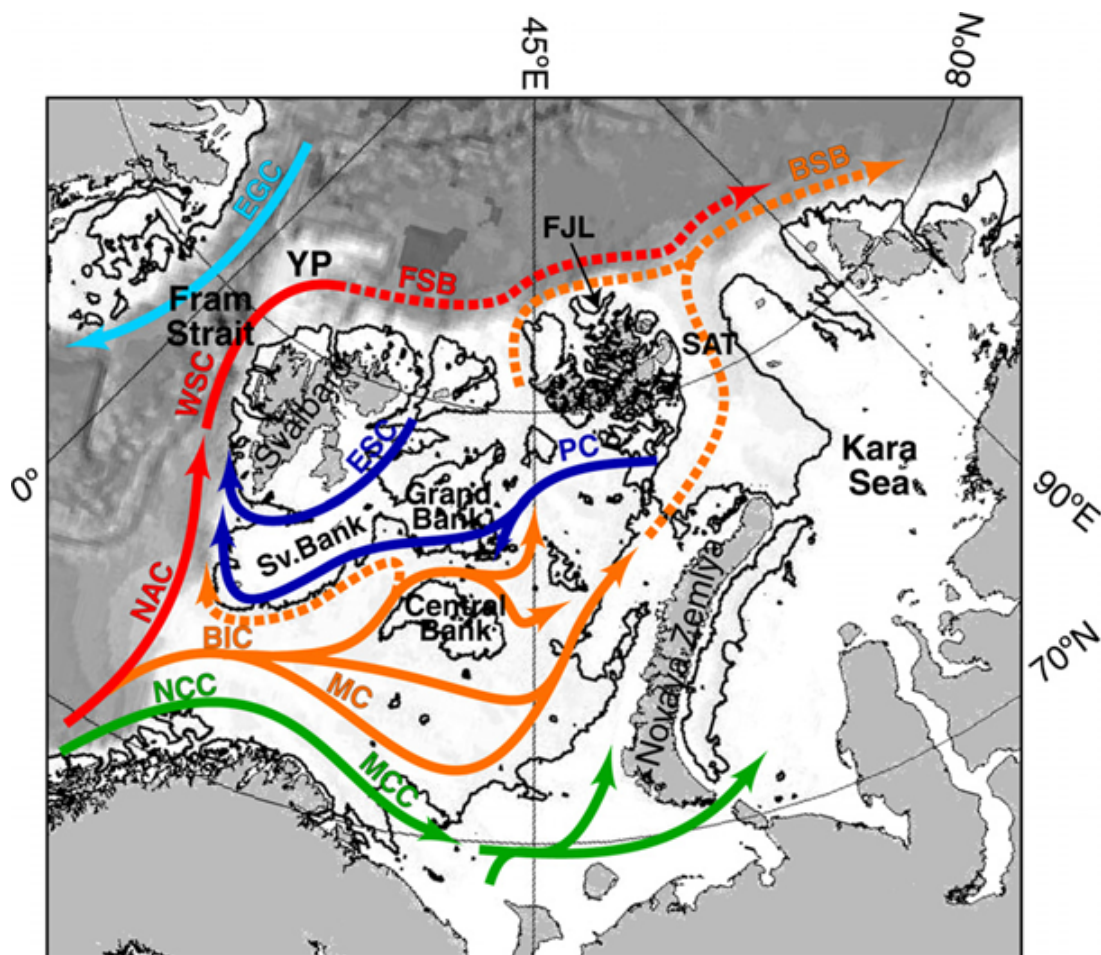


Fig. I.5 Courants de surface de la mer de Barents. La ligne noire indique l'isobath 200m. La flèche verte illustre le courant côtier, les flèches rouge et orange les courants d'origine atlantique et la bleue le courant arctique. Les lignes en pointillés indiquent des subductions sous les eaux arctiques. BIC = "Bear Island Channel", SAT = "St. Anna Trough", Sv Bank = "Svalbard Bank", FJL = "Franz Josef Land", YP = "Yermak Plateau", NCC = "Norwegian Coastal Current", NAC = "Norwegian Atlantic Current", WSC = "West Spitsbergen Current", EGC = "East Greenland Current", MCC = "Murmansk Coastal Current", MC = "Murmansk Current", PC = "Persey Current", ESC = "East Spitsbergen Current". (Wassman et al., 2006)

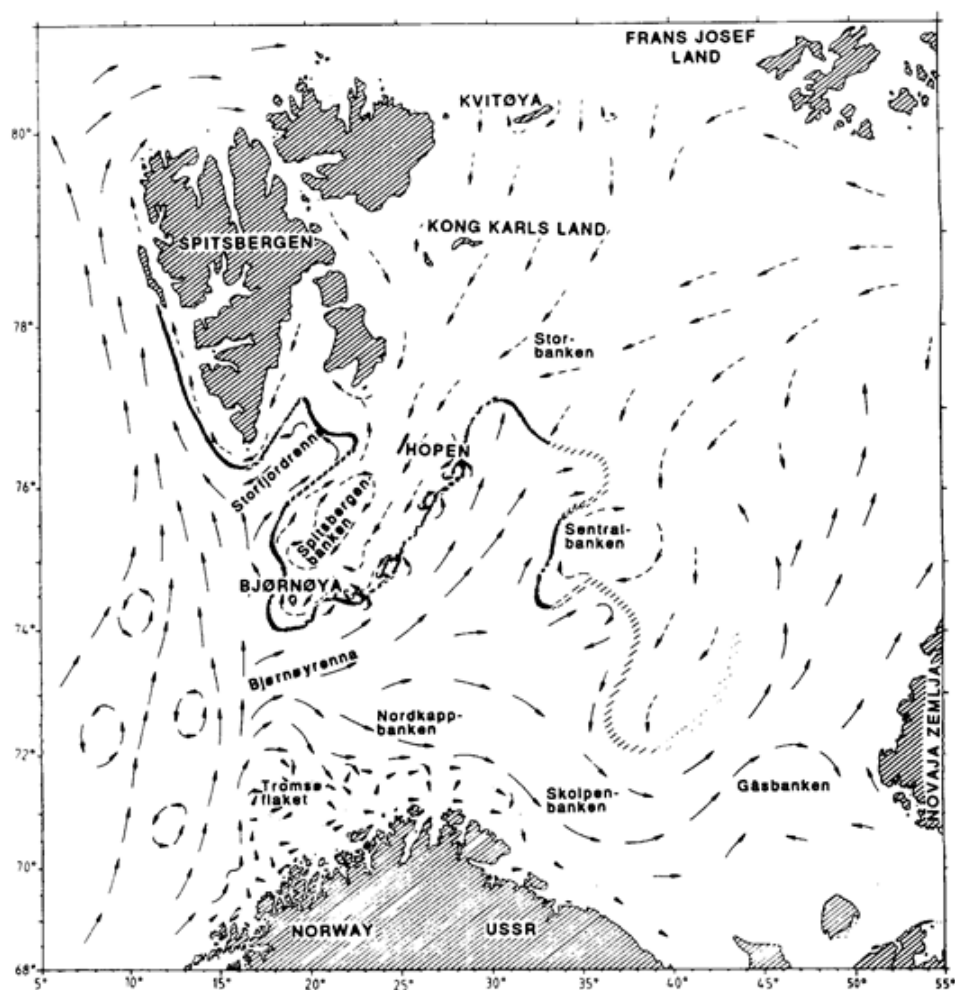


Fig. I.6 Estimation de la circulation de surface du front polaire (ligne continue) en 1989 par Loeng 1989.

de même origine mais qui sont passées par le détroit de Fram (Fig.5). Les deux branches longent le talus sibérien dans une circulation cyclonique. Si l'on compare les deux masses d'eaux qui ont la même origine atlantique, on remarque que celle passée par la mer de Barents est considérablement plus froide et moins salée. Cela signifie que l'ajout de sel par la formation de glace a largement été compensée par le mélange avec des masses d'eaux moins salées (eaux Arctiques, côtières, de fonte de glace...). Des variations dans les mécanismes de formation de ces eaux denses pourraient avoir un effet sur leur densité, puis sur la profondeur à laquelle elles vont se trouver dans les bassins Arctiques. Cela pourrait influencer la ventilation de l'océan Arctique. La formation d'eau dense n'est pas seulement due au rejet de sel par formation de glace, mais aussi au mélange avec les autres masses d'eau et au refroidissement par l'atmosphère. Le climat de l'Arctique et de la mer de Barents en particulier est largement dépendant d'interactions complexes au sein du système Océan-glace-atmosphère. Il est donc important de comprendre ces liens.

### 1.3.2 La marée

La mer de Barents est sujette à de fortes marées (voir Fig.7) qui peuvent jouer un rôle important en terme de mélange des masses d'eau. Il a en effet été démontré que la marée peut aussi avoir un rôle important dans le maintien de la stratification abyssale (e.g. Egbert and Ray, 2000) ainsi que pour le contrôle de la structure de la colonne d'eau sur les plateaux continentaux (e.g. Rippeth, 2005). Ensuite, la marée peut contribuer significativement (20% pour le plateau de Spitzberg et 6.8% pour la mer de Barents) à la productivité primaire de la mer de Barents après le bloom printanier en favorisant le mélange (Le Fouest et al., 2011).

Les courants de marées peuvent aussi avoir un impact sur la glace de mer. Ils peuvent créer des fractures dans la glace qui vont favoriser la production de glaces nouvelles et de saumures ou faciliter la disparition de la glace en fin d'hiver. La marée serait indirectement responsable de 50% des rejets de sels dans la mer de

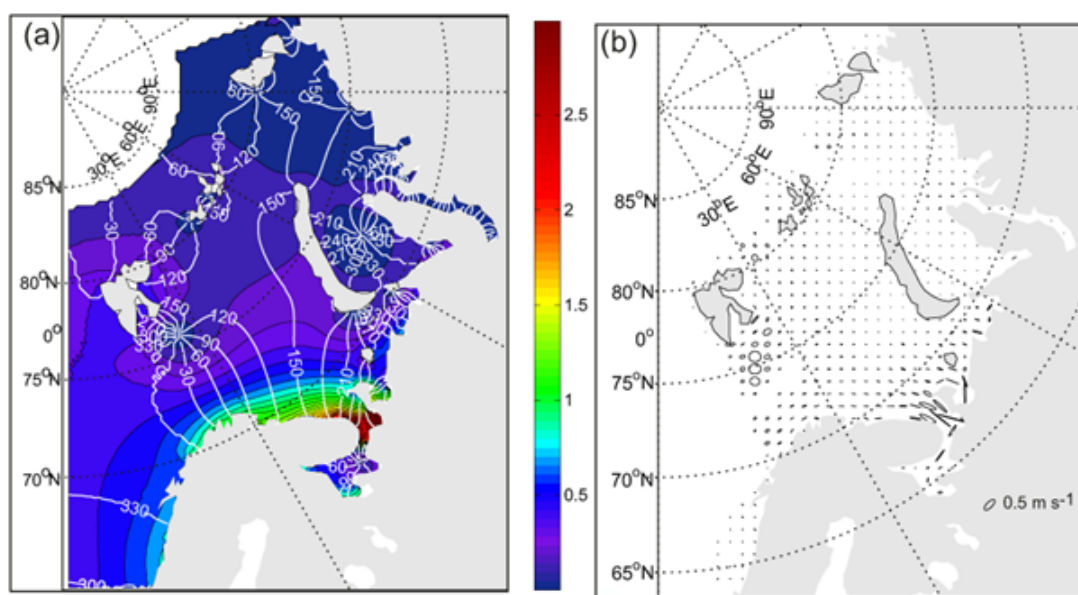


Fig. I.7 a) Amplitude et phase des ondes de marée M2 (m) en contour noir et blanc. b) ellipses de courants de marée M2. Postlethwaite et al. (2011)

Pechora et la mer Blanche adjacentes à la mer de Barents. Ces processus sont illustrés Fig.8.

### I.3.3 La glace de mer

La glace de mer est un facteur clef de la variabilité climatique des zones polaires. Elle joue le rôle d'une couche isolante entre l'océan et l'atmosphère, limitant les échanges de chaleur. Une diminution de la couverture de glace permet au rayonnement solaire de pénétrer davantage dans l'océan et d'augmenter son enthalpie. Enfin, récemment, il a été montré que la glace de la mer de Barents et de Kara avait un impact sur le climat hivernal Européen (Yang et Christensen, 2012).

Avant de décrire la glace de mer de l'Arctique et de la mer de Barents, il est utile de rappeler quelques définitions. La glace de mer existe sous différentes formes. En effet, la structure de la glace de mer dépend des actions combinées du vent, des courants et de la température de l'air et de l'eau. La glace de mer subit des transformations, déformations en réponse à ces contraintes physiques.



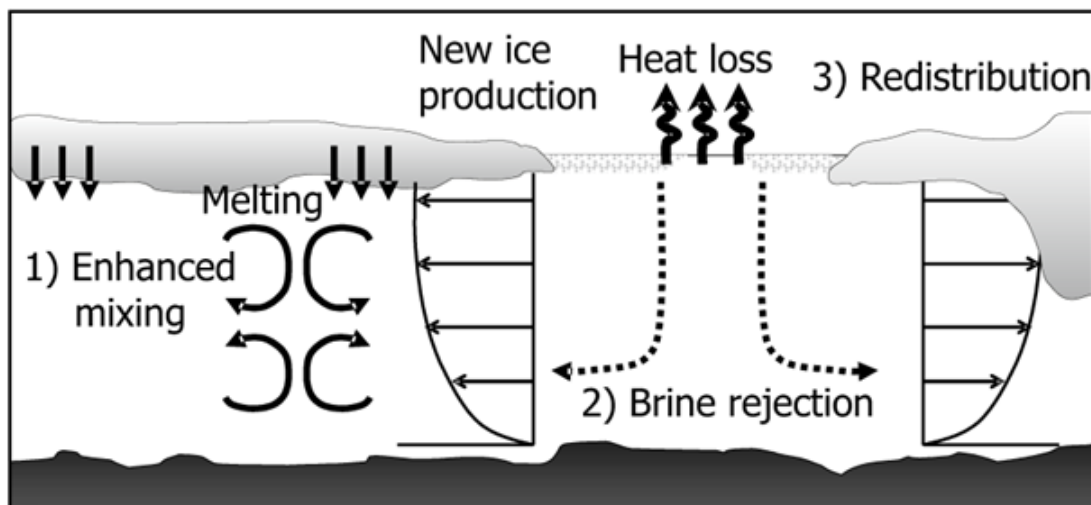


Fig. I.8 Schéma résumant les principales interactions entre les marées et la glace de mer. (Postlethwaite et al., 2011)

On distingue notamment la banquise côtière ("landfast sea ice") (Fig.9a) qui est attachée à la côte de la banquise dérivante ("pack ice") soumise aux vents et courants.

L'âge de la glace, qui en quelque sorte résume son histoire (concentration, épaisseur, stade de formation), aide à la caractériser. Même en hiver, la glace est rarement sous forme compacte, continue et uniforme. On distingue 6 grandes étapes (voir Wadhams 2003 et le rapport du NSIDC "All about Sea Ice", [nsidc.org/cryosphere/seaice/index.html](http://nsidc.org/cryosphere/seaice/index.html)) :

1. La glace « nouvelle » (ou « New Ice ») : Il s'agit du début du gel, la glace n'est pas encore solide. La glace nouvelle est souvent constituée de « frazil » (particules de glaces suspendues dans l'eau, Fig.9b), de « slush » (mélange de neige et d'eau), de « grease ice » (stade avancé du frazil où les morceaux de glaces coagulent, la réflectance baisse et donne une couleur mate à la glace).
2. Le nilas : Si la mer est calme, la glace « nouvelle » s'épaissit et forme de la glace colonnaire : une croute souple, le « nilas ». (Fig.9c)
3. La glace en « crêpe » (« Pancakes Ice ») : Si la mer est moins calme, la glace "nouvelle" s'agglomère en petites plaques appelées « pancakes » jusqu'à

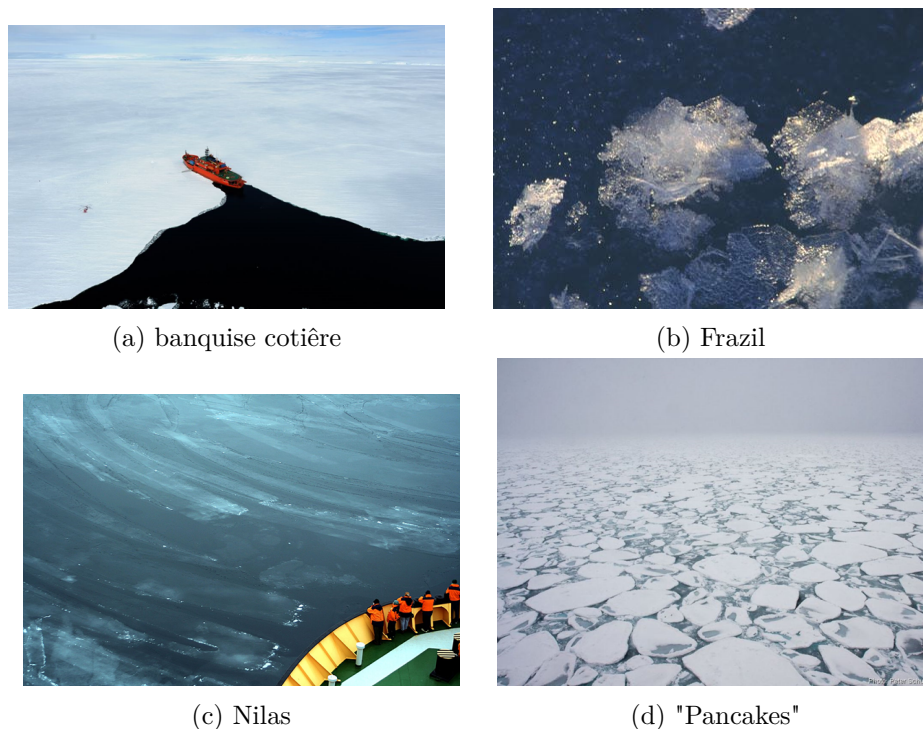


Fig. I.9 Différents types de glace de mer

former de larges plaques arrondies (Fig.9d)

4. La glace « jeune » : C'est la phase de transition entre le « nilas » et la glace d'un an. Elle atteint 10-30 cm d'épaisseur.
5. La glace « de première année » : Elle est le fruit d'une année ou moins de formation. La glace peut être épaisse de 30 cm à 2 m.
6. La glace « pluri-annuelle » (« Multiyear Ice ») : Il s'agit de la glace généralement plus épaisse et compacte qui a survécu à la fonte de la fin de la première ou de plusieurs années.

La connaissance du volume de glace permet de quantifier sa fonte ou sa formation. Jusqu'à présent, il a fallu se contenter des concentrations de glace de mer observées par satellites (SSM/I/R) travaillant dans le domaine des micro-ondes. L'épaisseur ne pouvant être mesurée que in-situ, l'âge de la glace a souvent été utilisé comme un proxy de l'épaisseur (Fig.10). Depuis maintenant quatre ans, l'agence spatiale européenne (ESA), grâce à son nouveau satellite CryoSat-2, pro-

duit une série temporelle d'altimétrie radar et d'épaisseur de glace (entre Octobre et Avril, Fig.11). Cependant, les algorithmes permettant de calculer la hauteur de glace au-dessus du niveau de la mer et sa conversion en épaisseur de glace sont toujours en cours de développement et d'amélioration (Kurtz et al. 2014, Ricker et al. 2014, Kwok 2014). Par exemple, la présence d'une couche de neige sur la glace change la réflectance et introduit des biais dans la mesure. Ricker et al. (2015) montrent que des chutes de neiges récentes peuvent fausser les estimations d'épaisseur de glace de CryoSat-2. En effet, la neige "fraîche" est moins dense et réfléchit davantage la lumière. Pour l'instant, les calculs d'épaisseurs de glace sont effectués sur la base de deux présupposés : (1) que l'effet réfléchissant de la neige est constant d'une année sur l'autre (2) que l'épaisseur de la glace correspond à sa valeur moyenne à long terme.

La glace sur la mer de Barents est soumise à une très grande variabilité saisonnière et inter-annuelle (Fig.12). Elle est majoritairement formée localement même si des advections de glaces peuvent avoir lieu en provenance de la mer de Kara ou du bassin de Nansen. En effet, les glaces de la mer de Barents sont des glaces âgées d'un an au maximum (Fig.10) mais il a déjà été observé des glaces âgées de plusieurs années sûrement advectées de l'océan Arctique. Chaque été, la mer de Barents est quasiment libérée des glaces vers Août-Septembre. Le bord de glace atteint alors le talus situé tout au Nord de la mer de Barents. Généralement, de la glace dérivante (morceaux de glaces disparates) dans la « Zone de Glace Marginale » ou MIZ est observée près du bord de glace, notamment autour du plateau de Spitzberg. L'extension de la couverture de glace de mer atteint son étendue maximale à la fin de l'hiver (vers Mars-Avril) où la mer de Barents est recouverte à 30-60% de sa superficie totale. Malgré cette grande variabilité inter-annuelle, la glace de mer de l'océan Arctique estivale a diminué de 60% durant les 200 dernières années (Vinje 2001). L'évolution des 30 dernières années est observable Fig.2 et 12.

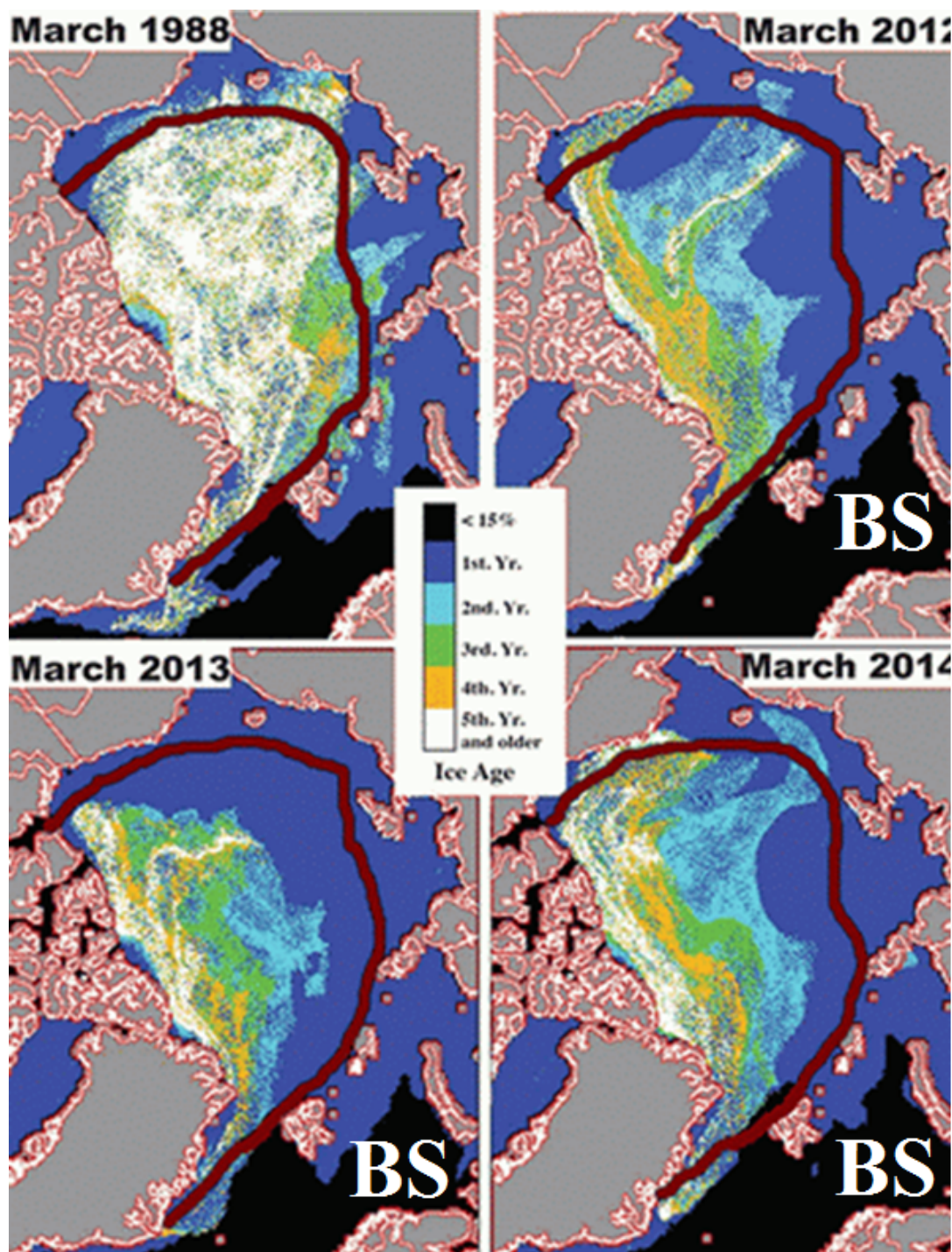


Fig. I.10 Age de la glace en Mars 1988, 2012, 2013 et 2014 déterminé par observations satellite et bouées dérivantes. La ligne rouge délimite l'extension moyenne de la glace vieille de plusieurs années entre 1981 et 2010 (Perovich et al., 2014). La mer de Barents est indiquée par le sigle BS.



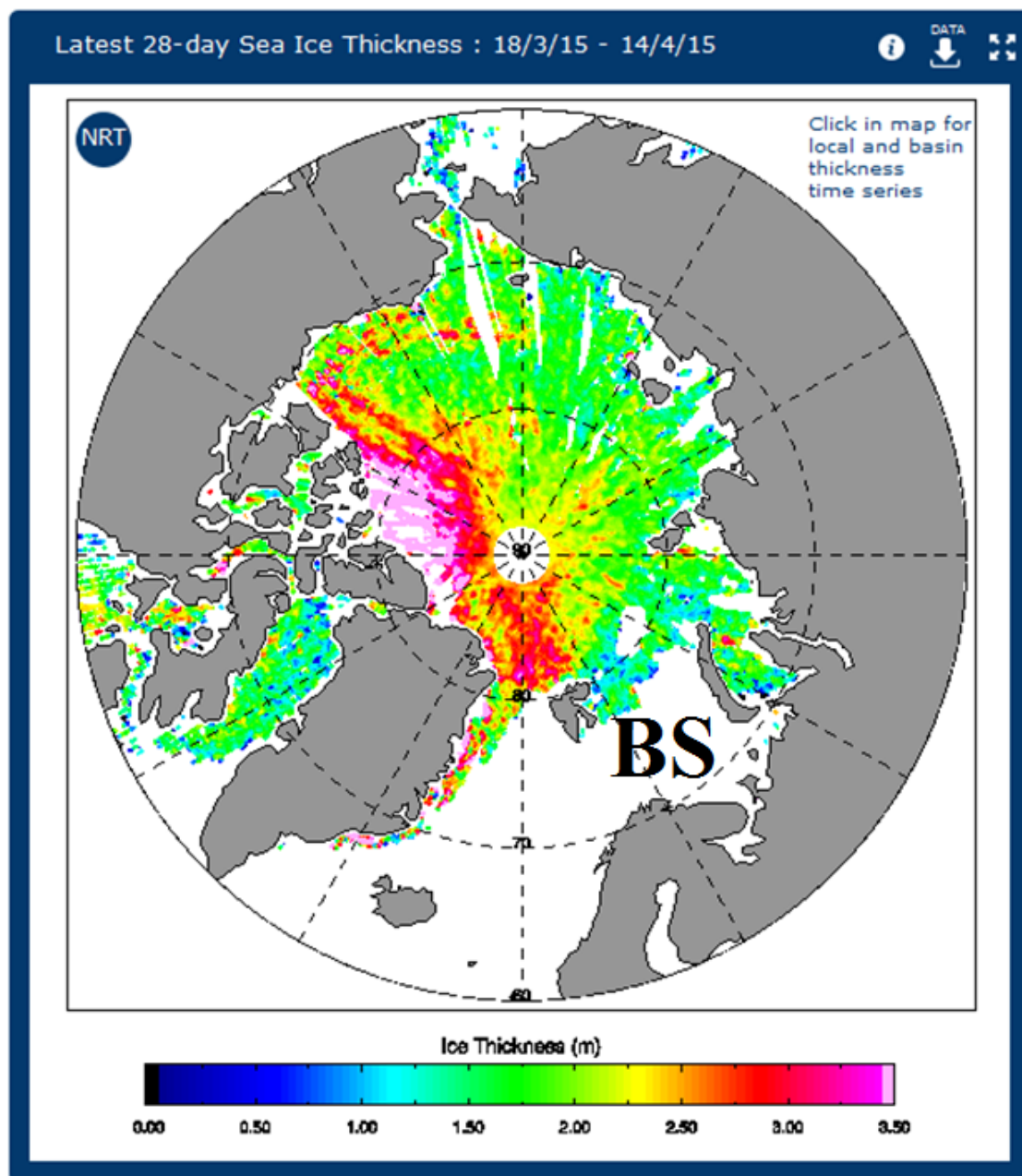


Fig. I.11 Carte d'épaisseur de glace en Mars 2015 par CryoSat-2 <http://www.cpom.ucl.ac.uk/csopr/seaice.html>. La mer de Barents est indiquée par le sigle BS.

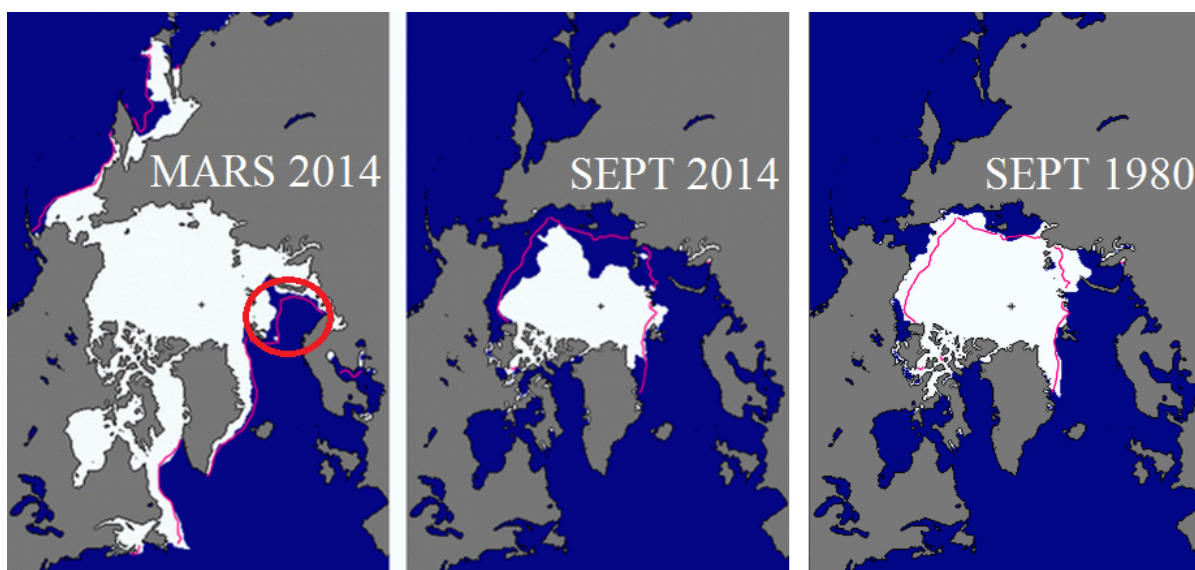


Fig. I.12 Comparaison de la couverture de glace en Mars 2014 (gauche), septembre 2014 (milieu) et septembre 1980 (droite). La courbe magenta indique la médiane mensuelle (NSIDC). La mer de Barents est entourée en rouge.

### I.3.4 Variabilité atmosphérique

La mer de Barents, comme l'ensemble de l'océan Arctique, est confrontée à une fonte de la glace de mer accélérée durant les dernières décennies. L'Océan est donc de plus en plus en contact avec l'atmosphère et les échanges entre les deux augmentent. Le rôle de l'atmosphère dans la variabilité océanique devrait donc prendre une part plus importante. La variabilité inter-annuelle ou décennale, notamment des eaux atlantiques, est connectée à la circulation atmosphérique à large échelle associée à l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) pour les mers Nordiques et à l'Oscillation Arctique (AO) pour l'océan Arctique (Dickson et al., 2000 ; Furevik, 2001 ; Ingvaldsen et al., 2003). Ces structures de grande échelle ont une signification statistique et sont calculées de manière semblable à partir d'analyses en EOF (Fonction Orthogonale Empirique). La NAO reflète la différence de pression atmosphérique normalisée entre l'Islande et les Açores (Hurrell, 1995) alors que l'AO (Thomson et Wallace, 1998) utilise le champ de pression atmosphérique au niveau de la mer sur tout l'hémisphère Nord. Ces deux index demeurent hautement corrélés (Ambaum et al, 2001), et leur impact sur le climat

de l'hémisphère Nord sont comparables selon qu'ils se retrouvent dans leur phase positive ou négative.

Pour la mer de Barents, une phase négative (positive) de l'AO (ou NAO) correspond généralement à des températures plus froides (chaudes), une haute (basse) pression atmosphérique et un mode de circulation anti-cyclonique (cyclonique).

## **1.4 Interactions dans le système Océan-Glace-Atmosphère**

L'AO affecte la circulation des eaux atlantiques dans les mers Nordiques et la branche entrant à BSO, entre Fugloya et Bjornoya (Fig.4). Pendant une phase positive de l'AO, les basses pressions au niveau de l'Arctique vont renforcer les vents d'ouest (« westerlies ») et ainsi favoriser les apports d'eau atlantique dans le mer de Barents. De même, lors d'une NAO positive, l'intensification de la dépression en Islande et de la surpression aux Açores (20°N) aura le même effet. Donc, une phase positive de l'AO ou de la NAO se traduit par une augmentation de la température de l'air comme de l'océan à cause de l'apport supplémentaire d'eau atlantique. Ce réchauffement va faire fondre davantage la banquise, favoriser à son tour les pertes de chaleurs qui peuvent atteindre en hiver 500 W/m<sup>2</sup> et ainsi faire baisser la température de l'Océan de 4 à 5°C (Häkkinen et Cavalieri, 1989). Cette chaîne de causes-conséquences est établie depuis déjà 20 ans (Ikeda, 1989 and Ådlandsvik and Loeng, 1991). Ensuite, deux boucles de rétro-actions positives, l'une via l'atmosphère et l'autre via l'Océan, vont se mettre en place. La réponse de l'atmosphère consiste en une diminution de la pression atmosphérique après un épisode chaud. Cela va augmenter à nouveau les vents d'Ouest qui entraînent le transport d'eau atlantique à travers BSO. Ce mécanisme est appelé « Wind feedback » (Fig.13) et a été documenté par Bengtsson et al. (2004). Il s'agit de la boucle de rétro-action positive de l'atmosphère. En revanche, la rétro-action positive de l'Océan (« Ocean feedback ») spéculée par Smedsrud et al. (2013) est encore sujet de débat particulièrement pour la flèche partant de c) à f) Fig.13. En effet, même si la retraite de la banquise favorisait les pertes de chaleur

vers l'atmosphère, et donc la formation d'eau dense, c'est sans compter que la banquise participe activement à la formation des masses d'eau denses grâce aux rejets de sels lors de sa formation hivernale. L'impact de cette variabilité sur la transformation des masses d'eau est donc encore incertain.

### Exemples d'interactions Océan-Glace-Atmosphère :

Les « **polar lows** » sont des dépressions très intenses qui se forment sur l'océan ouvert pendant la saison froide. On peut les observer grâce à l'imagerie satellite (Fig.14). Ils sont formés d'une grande spirale de nuages centrées autour d'un œil. Pour cette raison, ils sont parfois appelés « ouragan de l'Arctique ». La taille des dépressions polaires varie environ de 100 à 500 kilomètres de diamètre. La vitesse moyenne du vent est environ de 80 km/h, même si elle peut parfois atteindre celle d'un ouragan (200 km/h). Les dépressions peuvent se développer rapidement, atteignant leur force maximale dans les 12 à 24 heures après leur formation, mais elles se dissipent tout aussi rapidement, avec une durée moyenne de un ou deux jours seulement. Ces tempêtes sont très importantes pour la Mer de Barents particulièrement pendant l'automne mais peuvent aussi se produire plus tôt dans l'année. En automne, elles vont participer au refroidissement atmosphérique. Si une tempête arrive alors que la glace est encore présente, elle peut créer des fractures et accélérer la fonte comme lors du "Great Arctic Cyclone of August 2012" (Fig.15) qui expliqua en partie le dernier minimum d'extension de glace estivale en 2012 (Simmonds et Rudeva, 2012).

Les **polynies** sont un bon exemple de l'interaction Océan-glace-atmosphère. Elles ont un impact important sur le climat de l'Arctique. Les polynies sont des zones qui restent libre de glace au milieu de la banquise. Des polynies dites de « chaleur latente » sont fréquemment observées dans les Fjords du Svalbard, de Franz Josef ou à l'Ouest de la Nouvelle Zemble (Fig.16). En hiver ou au début du printemps, des « trous » d'eau dans la glace peuvent s'étendre sur plus de 200 km. La glace est « cassée » puis « poussée » au large, par un vent glacial qui va refroidir la surface océanique libérée et reformer immédiatement de la glace



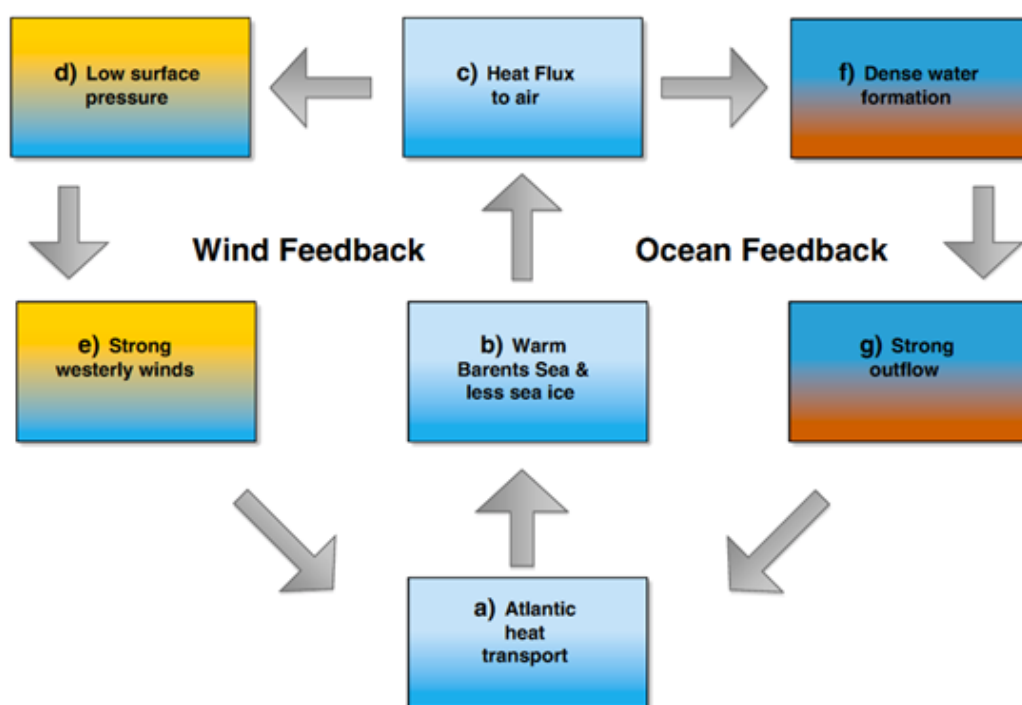


Fig. I.13 Les deux boucles de retro-actions positives hypothétiques de la mer de Barents. Ces boucles rétro-actives ne sont pas considérées comme en état d'accélération mais en état stable. Les deux boucles peuvent être déclenchées à n'importe quelle étape. Des perturbations négatives vont aussi intervenir provoquant temporairement l'arrêt de ces boucles (Smedsrud et al., 2013).

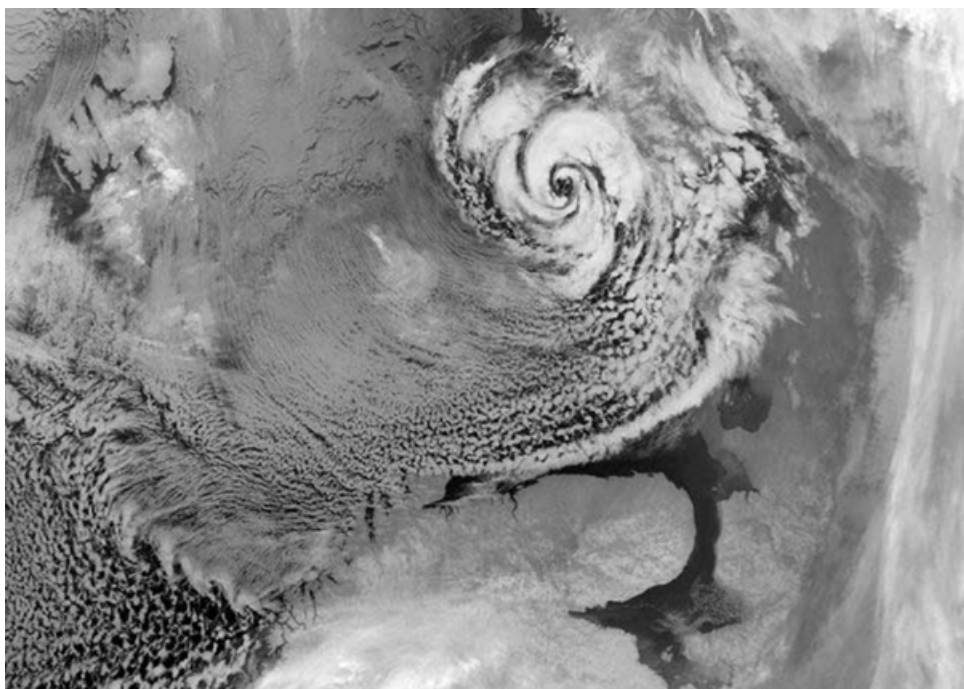


Fig. I.14 Image prise par le satellite Modis Aqua de la NASA montrant un « polar low » au-dessus de la mer de Barents en hiver 2010.

nouvelle. Cependant, une polynie dite de « chaleur sensibles » est observée dans le centre-Est (75N-40E ; Barber et Massom, 2007) de la mer de Barents (Fig.16). Ce type de polynie semble coïncider avec la zone de pénétration et de subduction des eaux atlantiques, correspondant aux carrés mauves de la Fig.3.

Comme expliqué précédemment, les pertes de chaleur favorisent les transformations de masses d'eaux et notamment la formation d'eau dense. Ces dernières vont majoritairement avoir lieu sur les plateaux peu profonds (Quadfasel et al. 1988, Schauer 1995, Arthun et al. 2011, voir Fig.16) là où le mélange est le plus efficace. Ce processus de formation continue de glace de mer sur les plateaux continentaux va rejeter du sel dans la colonne d'eau et produire des saumures qui vont aider à constituer les eaux très denses qui formeront plus tard des eaux intermédiaires ou profondes dans l'océan Arctique (Martin et Cavalieri, 1989).

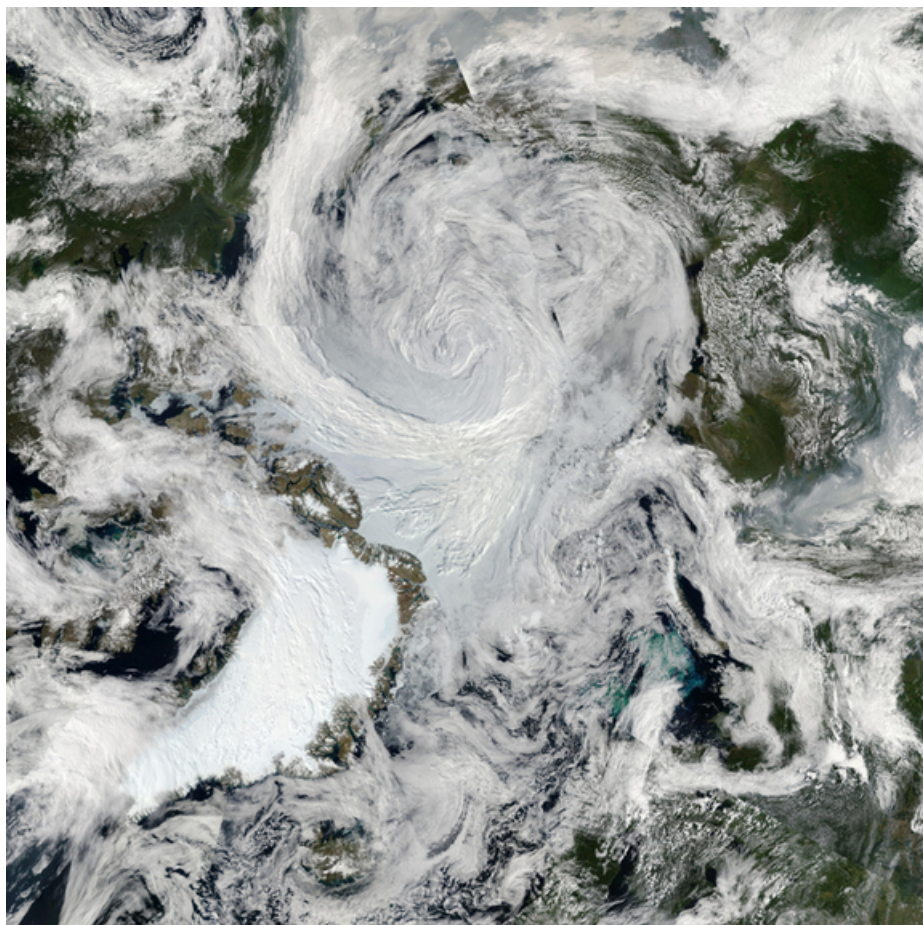


Fig. I.15 Image prise par le satellite Aqua Modis de la NASA montrant une tempête anormalement intense au-dessus de l'Arctique le 6 Août 2012. Credit : NASA/Goddard/MODIS



Fig. I.16 Localisation des principales polynies en Arctique. Meltofte, H. (ed.) 2013. Arctic Biodiversity Assessment. Status and trends in Arctic biodiversity. Conservation of Arctic Flora and Fauna, Akureyri.

## 1.5 Le phytoplancton de la mer de Barents

### 1.5.1 Les spécificités de l'écosystème polaire

Pour comprendre l'écosystème et la bio-géochimie dans la mer de Barents et dans l'Arctique en général, il est important de prendre en compte ses particularités. Tout d'abord, cette mer connaît des variations saisonnières extrêmes attribuées à un cycle annuel d'ensoleillement qui varie de 0h en hiver à 24h par jour en été. En hiver, dans le domaine des eaux arctiques au Nord, une couche de glace et de neige qui peut atteindre deux mètres d'épaisseur flotte sur la surface océanique. Cette glace empêche la pénétration de la lumière dans la couche de surface de l'Océan. Les changements climatiques qui affectent la banquise vont avoir des impacts sur des paramètres clefs pour le phytoplancton tels que la lumière disponible et l'action du vent.

La banquise forme également un habitat pour les micro-algues "de glace". Paradoxalement, la région arctique tout entière est une région très peu documentée sur le phytoplancton. Récemment, des progrès ont été réalisés, notamment dans le cadre de l'année polaire internationale (IPY 2007) qui a servi à mieux documenter les régions arctiques. Cependant, les observations bio-géochimiques restent très limitées mais la mer de Barents reste privilégiée par rapport au reste de l'Arctique grâce à son accessibilité (Fig.17). Contrairement aux données physiques qui peuvent être acquises de manière autonome (bouées dérivantes, planeurs sous-marins...), l'acquisition des mesures biologiques et bio-géochimiques nécessite généralement des campagnes en mer. Les conditions extrêmes de l'Arctique induisent un coût élevé des opérations et la présence de glace limite l'échantillonnage. Depuis un vingtaine d'années, les observations satellites permettent cependant l'estimation de grandeurs comme la chlorophylle-a mais sont limitées à la surface, aux zones libérées de glace et ont besoin de mesures in-situ pour être validées.





Fig. I.17 Inventaire des données de phytoplancton (Poulin et al. 2011) pour l'ensemble de l'océan Arctique.

## I.5.2 Généralités sur le phytoplancton

### Pourquoi étudier le phytoplancton ?

Le mot phytoplancton vient du grec "phyton" qui signifie plante, et "planktos" signifie dérivant. Le phytoplancton est une algue microscopique dérivante, emportée par les courants océaniques. Ces micro-algues représentent la principale source de production primaire dans l'Océan. On les appelle « producteurs primaires » ou « autotrophes » car ils forment la base de la chaîne trophique (chaîne alimentaire). Ils produisent de la matière organique à partir de carbone atmosphérique qui s'est dissous dans la couche de surface océanique grâce au processus biochimique de la photosynthèse (Falkowski and Raven, 1997). En séquestrant du carbone, notamment du  $CO_2$  issu de l'atmosphérique et dissous dans la couche de surface de l'Océan, le phytoplancton est un rouage essentiel dans le contrôle de « la pompe biologique à carbone ». Dès lors, le phytoplancton revêt un enjeu majeur pour le climat terrestre. Il est estimé que le phytoplancton serait responsable de la séquestration de 50% du carbone issu de l'atmosphère (Field et al., 1998)

### Comment fonctionne la photosynthèse ?

La grande majorité du carbone présent dans l'Océan se trouve sous forme oxydée (dioxyde de carbone ( $CO_2$ ), bicarbonate ( $HCO_3^-$ ) et carbonate ( $CO_3^{2-}$ )). Mais le carbone sous cette forme ne peut pas être directement utilisé. Pour rendre ce carbone « consommable », les producteurs primaires utilisent une source d'énergie extérieure, l'énergie lumineuse, pour effectuer une réduction chimique des composants et fabriquer de la matière organique. L'énergie solaire est capturée par des pigments, dont le principal est la chlorophylle-a (qui donne la couleur verte aux organismes végétaux), puis est converti en énergie chimique.

### Comment se développe le phytoplancton ?

Pour se développer et créer de la biomasse, le phytoplancton a besoin de bonnes

conditions pour réaliser la photosynthèse. Comme mentionné plus haut, le phytoplancton a besoin de lumière mais d'autres « ingrédients » sont aussi nécessaires. l'un des plus importants sont les nutriments (azote, phosphore, silice...) qui vont procurer les éléments essentiels à la formation des tissus qui forment matière organique. L'accès à la lumière et à des apports en nutriments sont contrôlés par des facteurs physiques qui varient à la fois de manière saisonnière et inter-annuelle. Le phytoplancton peut revêtir une grande diversité de formes et de tailles comme l'indique la Fig.18

### **I.5.3 Caractéristiques du développement du phytoplancton dans la mer de Barents**

La mer de Barents est partiellement couverte de glace en hiver. Dans la zone arctique recouverte de glaces saisonnières comme dans la zone atlantique libérée des glaces, les efflorescences de phytoplancton au printemps consistent en des accumulations rapides et importantes de ces organismes. Cela donne une couleur verte à l'Océan qui rend ces efflorescences visibles et mesurables par satellite. Les mécanismes qui les provoquent demeurent les mêmes et consistent en l'augmentation du rayonnement lumineux et la stabilisation de la couche supérieure de l'Océan grâce à l'augmentation du rayonnement solaire. Cependant, il existe d'autres facteurs favorisant cette efflorescence.

Le succès de l'efflorescence printanière repose en grande partie sur les conditions hivernales qui vont servir, grâce à un mélange profond et turbulent, à homogénéiser la colonne d'eau. Ainsi, les eaux profondes de sub-surface vont accéder à la surface et l'enrichir en nutriments. A la fin de l'hiver, après plusieurs mois de mélange, la concentration en nutriments est quasiment la même dans tout le bassin (10-12  $\mu\text{mol/L}$  de nitrates par exemple).

Ce qui différencie les zones atlantique et arctique sont les processus de mélange hivernaux. En hiver, dans la zone des eaux arctiques de la mer de Barents, l'Océan est recouvert de glace saisonnière. La glace empêche inhébe les échanges de cha-



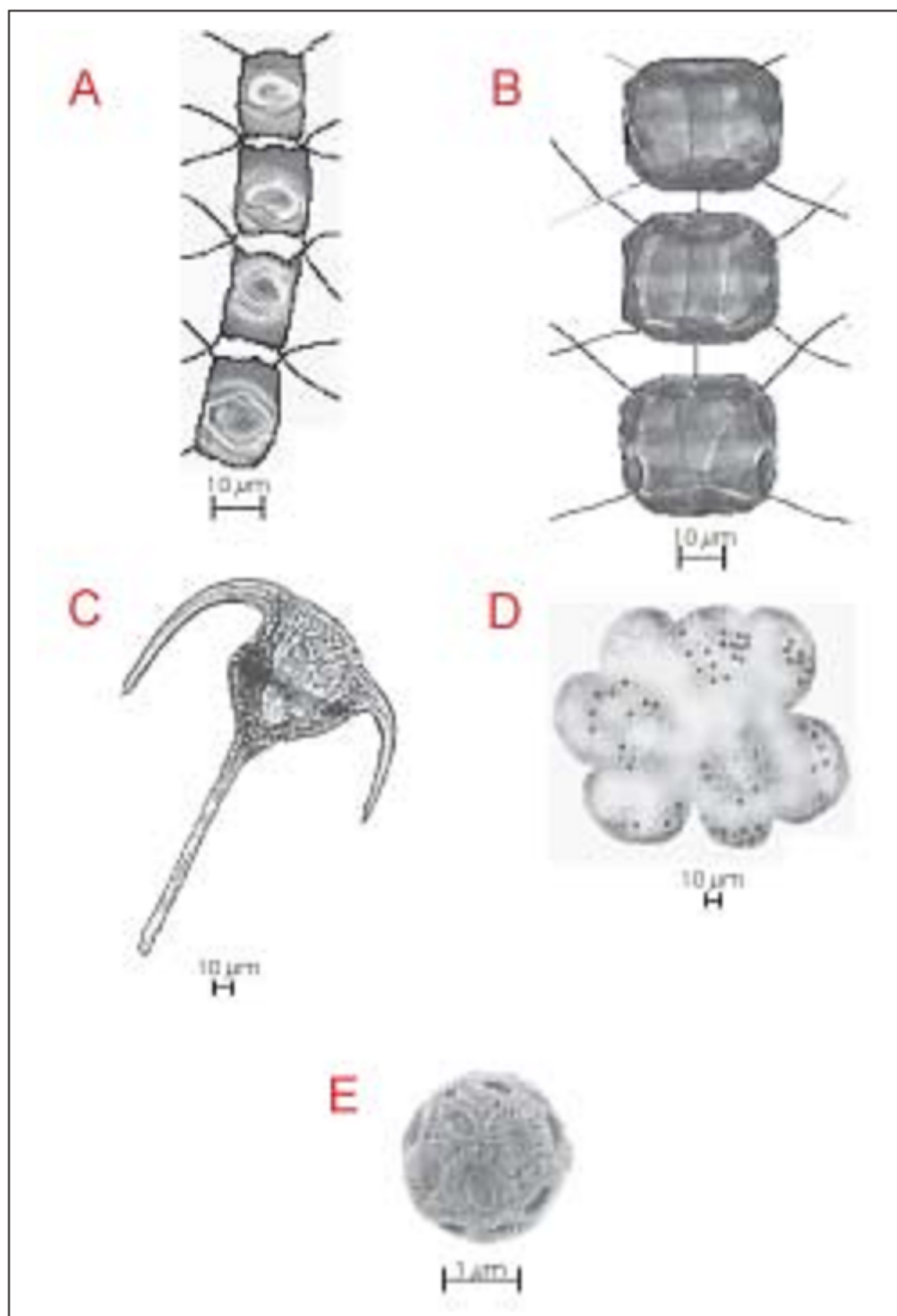


Fig. I.18 Images capturées au microscope optique des principales espèces de phytoplancton observées dans la mer de Barents : a) *Chaetoceros socialis* (diatom), b) *Thalassiosira nordenskioldii* (diatomée), c) *Ceratium tricornutum* (dinoflagelé), d) Colony of *Phaeocystis pouchetii* (prymnesiophyte) and e) electron microphotograph of *Emilia huxleyii* (prymnesiophyte, coccolithophoridés).

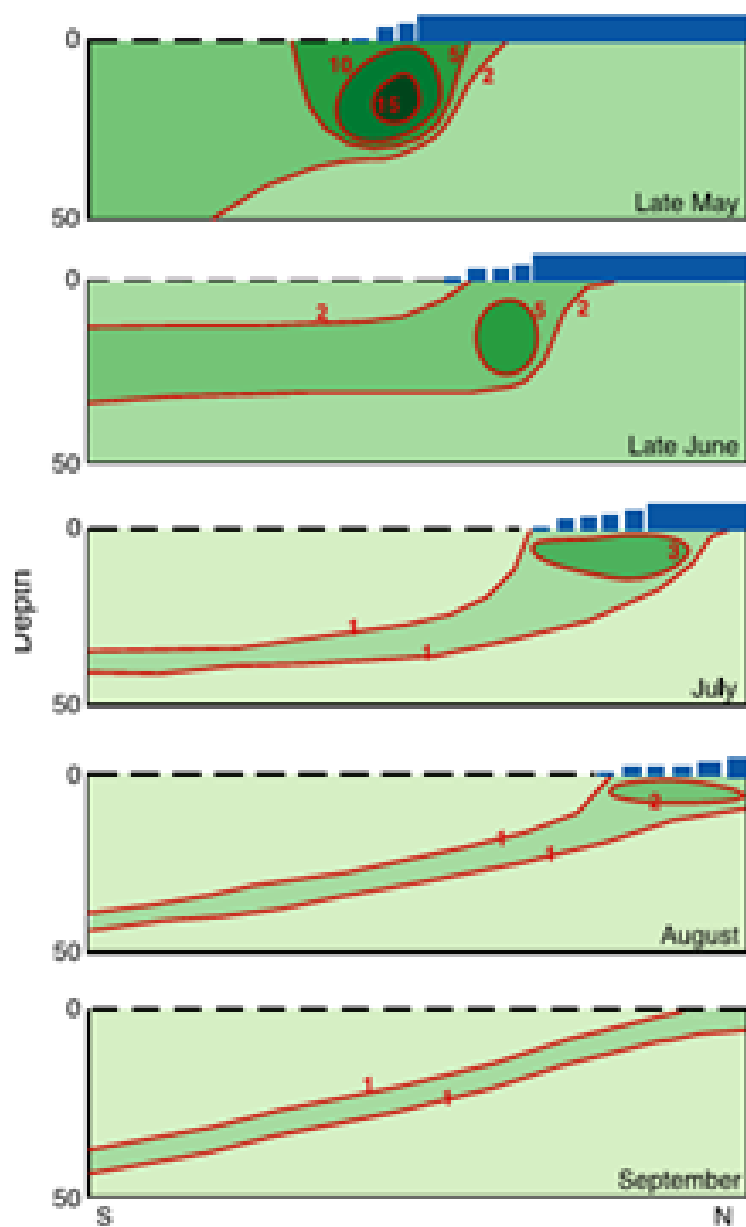


Fig. I.19 Développement vertical en fonction du temps et de la latitude de la biomasse phytoplanctonique associée au phénomène d' « Ice Edge Bloom ». Wassman et al. 2006.

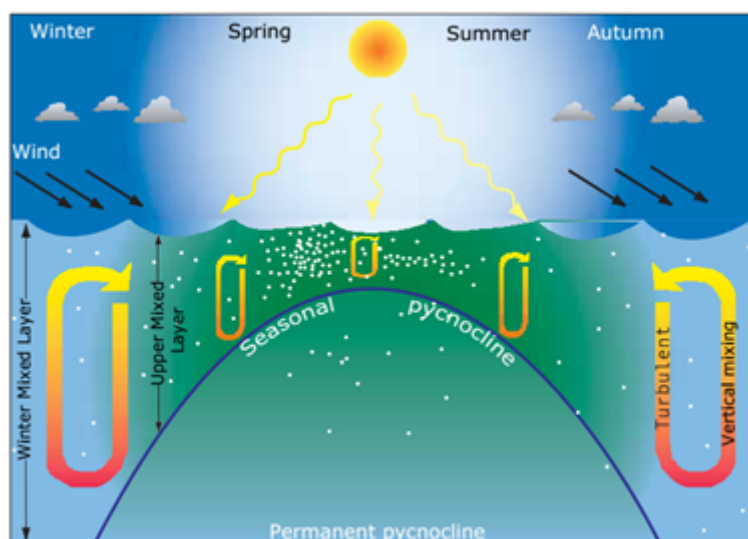


Fig. I.20 Représentation schématique du développement saisonnier du phytoplancton et des facteurs physiques qui l'affectent pour un Océan de type « ouvert ». Les points blancs représentent la biomasse phytoplanctonique. (Rey 2004)

leur entre l'Océan et l'atmosphère, et le processus de mélange hivernal serait dû principalement à des phénomènes de convection provoqués par des rejets de sel lors de la formation de la glace de mer. Dans la zone atlantique libérée de glace en hiver, le mélange est provoqué par des vents saisonniers forts et des températures atmosphériques très basses. Dans les deux cas, la pycnocline, associée à la base de la couche de mélange atteint souvent plus d'une centaine de mètres et arrive jusqu'au fond sur les plateaux.

A partir de l'équinoxe de printemps (21 Mars), l'augmentation du rayonnement solaire commence à réchauffer la couche de surface océanique et la glace mais cela ne suffit pas encore pour que le phytoplancton se développe car le mélange auquel il est exposé est encore trop important. Ainsi le phytoplancton peut être entraîné à des profondeurs où il n'y a plus assez de lumière pour qu'il puisse se développer. Durant les mois suivants, en avril ou mai, le réchauffement dû au rayonnement solaire va se poursuivre et provoquer le réchauffement de la couche de surface. La glace de mer se met à fondre. Cela va permettre à l'eau douce issue de la fonte (avec le réchauffement solaire) de stratifier la couche de surface

et de former une couche de mélange peu profonde. La nouvelle colonne d'eau est alors stabilisée. De plus le rayonnement solaire n'est plus entravé par la glace (et la neige) qui peut alors pénétrer dans les 50-100 premiers mètres de l'Océan. Cela provoque une efflorescence appelée « efflorescence de bord de glace » ou « Ice Edge Bloom » en anglais. Il s'agit d'une efflorescence transiente qui va se déplacer au Nord au fur et à mesure du retrait de la banquise (Fig.19). Notons que les micro-algues de glace peuvent aussi déclencher les efflorescence du printemps par ensemencement de la colonne d'eau lorsqu'elles sont relâchées durant la fonte de la banquise (Rat'kova et Wassman, 2002)

Du côté atlantique, la stratification est thermique et il est généralement admis qu'elle se met en place plus tardivement et graduellement (Fig.20). La biomasse phytoplanctonique est diluée dans une couche de mélange souvent plus profonde. L'advection latérale et continue d'eau atlantique permet à cette efflorescence de se maintenir pendant 3 à 4 mois.

L'efflorescence phytoplanctonique va se développer de manière différente (plusieurs semaines à plusieurs mois) en fonction des processus de stratification au début du printemps. L'efflorescence peut perdurer jusqu'à ce que la couche de surface soit complètement épuisée en nutriments. Le broutage du phytoplancton par le zooplancton va donc participer à mettre fin à l'efflorescence. On observe (Fig.21), qu'à la fin de l'été, l'activité hétérotrophique prend la main sur l'activité autotrophique. Il va falloir attendre la fin de l'été et le début de l'automne pour que le retour des vents forts activent le mélange turbulent apportant des nutriments dans la couche de surface. La diminution du rayonnement solaire et les faibles quantités de nutriments ramenés en surface vont limiter cette « seconde efflorescence » à la zone atlantique, elle sera en général de bien plus faible ampleur qu'au printemps.

#### **I.5.4 Les algues de glace (sympagiques)**

Si les micro-algues marines se développent en général une fois que la ban-

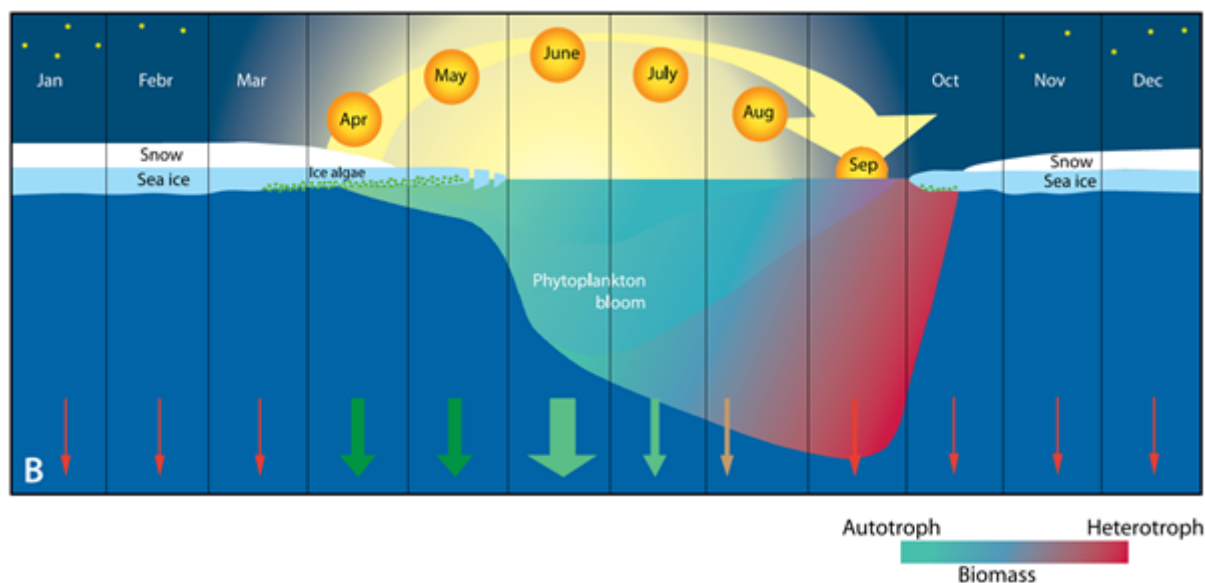


Fig. I.21 Saisonnalité du développement du phytoplancton et du zooplancton dans un environnement arctique (Wassmann et al. and Reigstad, 2011).

quise a fondu, il peut aussi se développer sous (Arrigo et al., 2012) et dans la glace (plus précisément dans de petits canaux de saumures dans la glace ; Gosse- lin et al. 1997). Ces algues "de glace" sont représentées Fig.20 par de petits points verts puisqu'ils colorent la glace de mer par leur présence. Ce sont généralement des organismes qui ont la capacité de limiter leur activité et d'« hiberner » en attendant des conditions plus favorables. La lumière est le principal paramètre limitant leur développement. Les conditions lumineuses dans ou sous la glace dépendent en grande partie de l'épaisseur de la glace, de son contenu en nutriments, et surtout de la couche de neige au dessus de la glace. La lumière incidente dans ou sous la glace varie entre 0.2% et 5% du rayonnement qui arrive en surface (Sakshaug et al., 1994).

La production primaire des micro-algues de glace représenterait environ 6% de la production primaire annuelle totale du phytoplancton (Comparaison entre l'estimation de  $5.3 \text{ g.C.m}^{-2}$  faite par Hegsteh, 1998 pour les algues de glace et celle de Sakshaug et Slagstad, 1992 pour le phytoplancton total de la mer de Barents de  $90 \text{ g.C.m}^{-2}$ ). Leur contribution au niveau de la production primaire est donc

jugée significative dans l'océan Arctique par Gosselin et al. (1997) allant jusqu'à 57% en moyenne dans le centre de l'Arctique. Peu de mesures de ces micro-algues de glace existent et notre connaissance est donc encore grandement limitée sur son rôle pour l'écosystème et les cycles bio-géochimiques. Il est impossible de les observer par satellite. Des efforts ont été récemment menés pour commencer à intégrer les cycles géochimiques et les algues de glace aux modèles grande échelle (Tedesco et al., 2010 ; Vancoppenolle et al., 2013).

### I.5.5 Les espèces de phytoplancton

Le type d'espèces et de groupes de phytoplancton en mer de Barents sont relativement bien connus (Zenkevich (1963), Druzhkov et Makarevich (1992), Kuznetsov et Schoschina (2003) et von Quillfeldt (2000)). Les échantillonnages sont en général effectués de manière ponctuelle et localisée. Les principales études qui regroupent le plus de mesures ont été effectuées par Rat'kova et Wassman (2002, 2005) et par Degerlund et Eilertsen (2010) durant le printemps et le début de l'été.

Il a été comptabilisé 201 espèces de micro-algues au total. Les espèces les plus communes ayant été identifiées dans la mer de Barents sont les diatomées *Chaetoceros* (*socialis*, *debilis*, *depressus*, *decipiens*, *furcellatus*), *Thalassiosira* (*antarctica* var. *borealis*) et *Pseudo-nitzschia*, le prymnesiophyte *Phaeocystis pouchetii*, le *chrysophytes* *Dinobryon balticum* et *Ochromon* et le *dinoflagellé* *Diplopelta parva*, *Diplosalis lenticula*, *Gymnodinium*, *Gonyaulax digitale* et *Alexandrium tamarense*. La plupart des espèces peuvent être trouvées dans la colonne d'eau ou associées à la glace de mer.

Un prymnesiophyte, le coccolithophoridé *Emiliania Huxleyii* a été échantillonné à 73°36'N, 26°48'E durant le mois d'Août 2003 en très grande concentration (Smyth et al., 2004). Ils ont également été observés en présence de diatomées à 80-81°N, 30°E par Hegseth and Sundfjord, (2008). Ils donnent une couleur turquoise à l'eau de mer qui a été observée au même moment et au même endroit

par l'imagerie satellite (Fig.22) et confirme la présence de coccolithophoridés.

Les trois principaux groupes de phytoplancton que sont les diatomées, les prymnesiophytes phaeocystis et les coccolithophoridés sont présentés ci-après.

### 1.5.6 Les 3 principaux "PFT" et leurs caractéristiques

Les espèces de phytoplancton sont regroupées en grands groupes appelés "groupes fonctionnels de phytoplancton" (« Principal Functional Group » en anglais ou PFT, Lequerré et al. (2005)). Ces grands groupes ont été choisis de part leurs rôles différents dans les cycles bio-géochimiques et dans la chaîne trophique.

**Les diatomées** représentent un groupe fonctionnel phytoplanctonique de la classe des Bacillariophyceae caractérisés par le fait qu'il est le seul à posséder une structure externe siliceuse enveloppant totalement la cellule. Transparente et rigide, cette enveloppe, appelée frustule, est associée à des composants organiques et est formée de deux thèques emboîtées à symétrie remarquable, comme une boîte avec son couvercle. Ils sont de l'ordre du micromètre (généralement 2  $\mu\text{m}$ ). On distingue deux groupes :

- Les diatomées centriques à axe de symétrie central
- Les diatomées pennées à symétrie bilatérale

Les diatomées centriques (Fig.23) sont essentiellement pélagiques alors que les pennées sont plutôt benthiques. Les diatomées pennées ont aussi tendance à dominer les efflorescences sous la glace (Ratkova et Wassman, 2005). Les diatomées sont un constituant majeur du phytoplancton et jouent donc un rôle primordial dans la vie des écosystèmes marins, à l'origine de la chaîne alimentaire de nombreuses espèces.

Elles représentent un enjeu climatique car elles seraient les principales responsables de la fixation de carbone sur la Terre. Il a été estimé qu'elles représentent 40% de la production primaire océanique (Nelson et al., 1995 ; Tréguer et al., 1995 ; Mann, 1999 ; Smetacek, 1999 ; Tréguer and Pondaven, 2000).

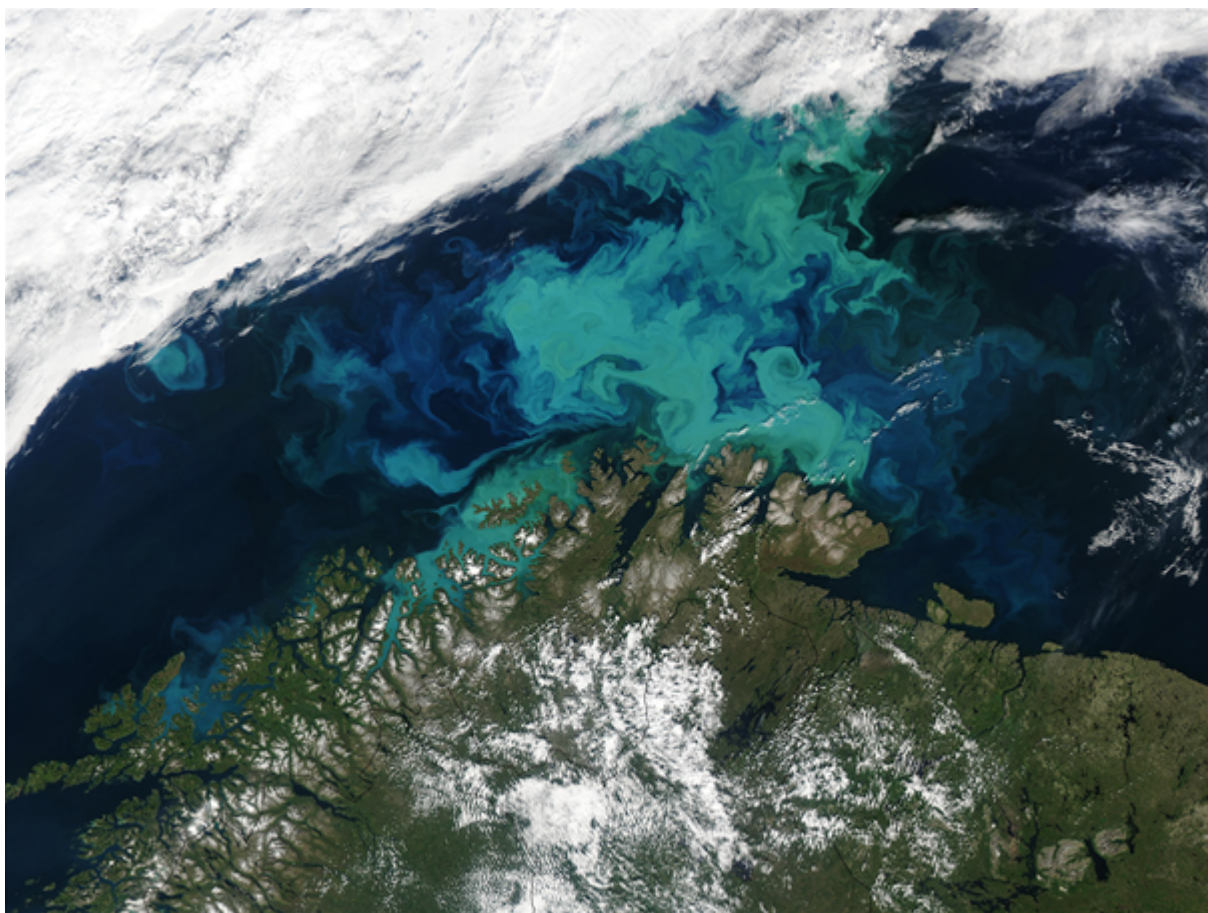


Fig. I.22 Cette image non traitée provient du satellite mesurant la couleur de l'Océan MODIS Aqua le 19 juillet 2003. From [http://visibleearth.nasa.gov/view\\_rec.php?id=16521](http://visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=16521)



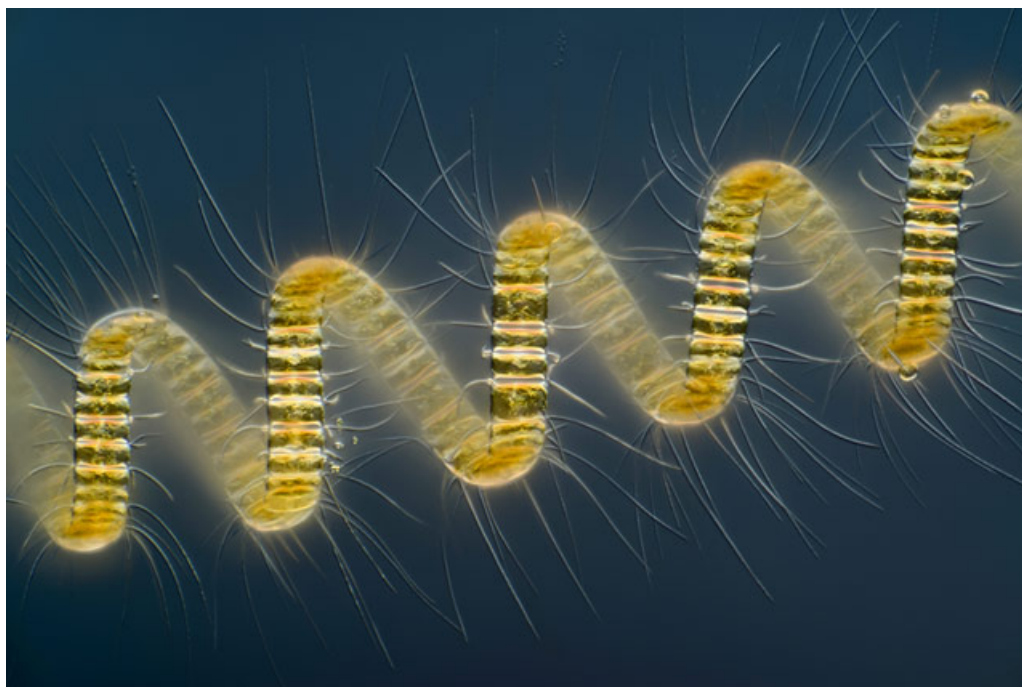


Fig. I.23 Image au microscope optique x250 d'une colonie de *Chaetoceros debilis*, diatomées centrales

Les diatomées régulent aussi en grande partie les flux dans les cycles bio-géochimiques du carbone, des nitrates, des phosphates, du silicium et du fer et ont tendance à dominer la production exportée (transport du matériel organique de la couche de surface au fond de l'Océan) (Smetacek 1985).

Néanmoins, les diatomées possèdent un faible ratio surface/volume, ce qui est un handicap par rapport à des cellules phytoplanctoniques plus petites dans le cas où les concentrations en nutriments ne sont pas élevées. Le phytoplancton plus petit (nano ou pico-phytoplancton) possède un ratio surface/volume plus élevé, ce qui lui permet d'exploiter plus efficacement les nutriments en cas de faible concentration (Chisholm, 1992). De ce fait, les diatomées auront tendance à dominer dans des milieux riches en nutriments.

**Le Phaeocystis** fait parti de la classe des Prymnesiophyceae, qui est le groupe le plus répandu dans l'Océan. Le phaeocystis est un groupe fonctionnel phytoplanctonique fascinant. Ce sont des cellules nano-planctoniques (3-9 nm)

qui ont la capacité de former des colonies gélatineuses en sécrétant une matrice de polysaccharide (polymère de glucides complexes, van Rijssel et al. 2000) qui peut atteindre jusqu'à 3 cm (Chen et al., 2002) et produire des concentrations de chlorophylle supérieure à 20 mg/m<sup>3</sup> (ou une biomasse carbonée supérieure à 10 mg.C.m<sup>-3</sup>). Leur impact sur la structure de la chaîne trophique et de tout l'écosystème (Verity and Smetacek, 1996 ; Lancelot et al., 1998) est remarquable. Il s'agit du seul groupe phytoplanctonique capable de rivaliser en abondance avec les diatomées lors de l'efflorescence printanière. Ils seraient d'ailleurs tenus responsable de certaines réductions de populations de diatomées (Smayda 1973, Barnard et al. 1984). Les phaeocystis joueraient aussi un rôle important dans la fixation du carbone assurant 60% de la totalité du processus (e.g. Lancelot 1983). Leur rôle serait cependant moindre dans le transfert de carbone au fond de l'Océan (e.g. Smith et al., 1991 ; DiTullio et al., 2000). Récemment, une étude menée dans la mer de Barents a trouvé que les phaeocystis ne jouent pas un rôle important pour l'export de carbone en raison de leur flottabilité (Wassman et al., 1990). Le phaeocystis a aussi suscité l'intérêt des scientifiques car il intervient dans le cycle global du soufre en émettant du diméthylsulfide (DMS) (Ayers and Gillett, 2000).

Il peut aussi représenter un danger pour l'écosystème, car une efflorescence trop importante est considérée comme toxique pour l'écosystème, ce qui lui vaut d'être catégorisée comme espèce « nocive » par la littérature (Hansen et al. 2004). Dans les régions arctiques, les phaeocystis sont largement représentés par l'espèce *Phaeocystis pouchetii* qui lui est spécifique (comme il a été indiqué précédemment) même s'ils ont aussi été observés dans des latitudes tempérées (Philippart et al., 2000). Le *Phaeocystis pouchetii* est en général rare sous la glace mais se développe rapidement, sous forme de cellule isolée (et non sous forme de colonie), dès que cette dernière commence à fondre (Wassman et al., 2005). On les trouve aussi bien près du bord de glace, que dans l'Océan ouvert, ou près des côtes. Le *Phaeocystis pouchetii* a une grande résilience à la température et à la lumière, ce qui lui permet de se développer à des profondeurs plus importantes que les

diatomées (Schoemann et al, 2005).

**Les coccolithophoridés**, dont l'espèce *Emiliana Huxleyii* est la plus représentative (Fig.24), appartiennent aussi à la classe des prymnesiophyceae. Il s'agit d'un nanoplancton (5-10nm de diamètre) très particulier en raison du fait qu'il est le seul à synthétiser une membrane composée de carbonate de calcium. Il est constitué de cellules nanoplanctoniques, les coccosphères, qui s'entourent de disques de carbonate de calcium, les coccolithes. Durant les différentes phases de l'efflorescence, ces coccolithes se détachent en grand nombre du phytoplancton et deviennent des lites (libres) et donnent cette couleur turquoise illustrée Fig.21. Elles recouvrent dans cette image une superficie comparable aux deux tiers de la France (environ 400 000 km<sup>2</sup>). Cette visibilité depuis les satellites permet de le quantifier et d'étudier sa variabilité temporelle ou spatiale. C'est tout à fait unique par rapport aux autres groupes de phytoplancton. Le Carbone Particulaire Inorganique ou PIC (appelée aussi la calcite et ayant pour formule chimique CaCO<sub>3</sub>), peut être donc utilisé comme un proxy fiable des efflorescences de coccolithophoridés. La mesure a été validée plusieurs fois dans la mer de Barents (Smytth et al, 2004 ; Hegseth and Sundfjord, 2008), dans l'Atlantique Nord (Taitos et al., 2006) ou Sud (Signorini and McLain, 2006).

Le coccolithophoridé est un organisme très adaptatif associé à de faibles concentrations en nutriments (Smetacek and Nicol, 2005). Son aptitude à utiliser de l'ammonium, des amino-acides et d'autres sources d'azote organiques issues du recyclage par le microzooplancton (Paasche et al, 2002), lui confère un net avantage lorsque le milieu est épuisé en nitrates. Il est aussi associé à des températures tempérées (>5C), des faibles profondeurs (couche de mélange environ égale à 20m, Balch et al. 1991) et de fortes stratifications avec un fort ensoleillement (Nanninga and Tyrrell 1996). Le coccolithophoridé suscite l'intérêt croissant de la communauté scientifique en raison de leur contribution dans le cycle du carbone (il est le premier contributeur au flux exporté de carbonate de calcium) et donc dans le climat terrestre (Holligan 1993).

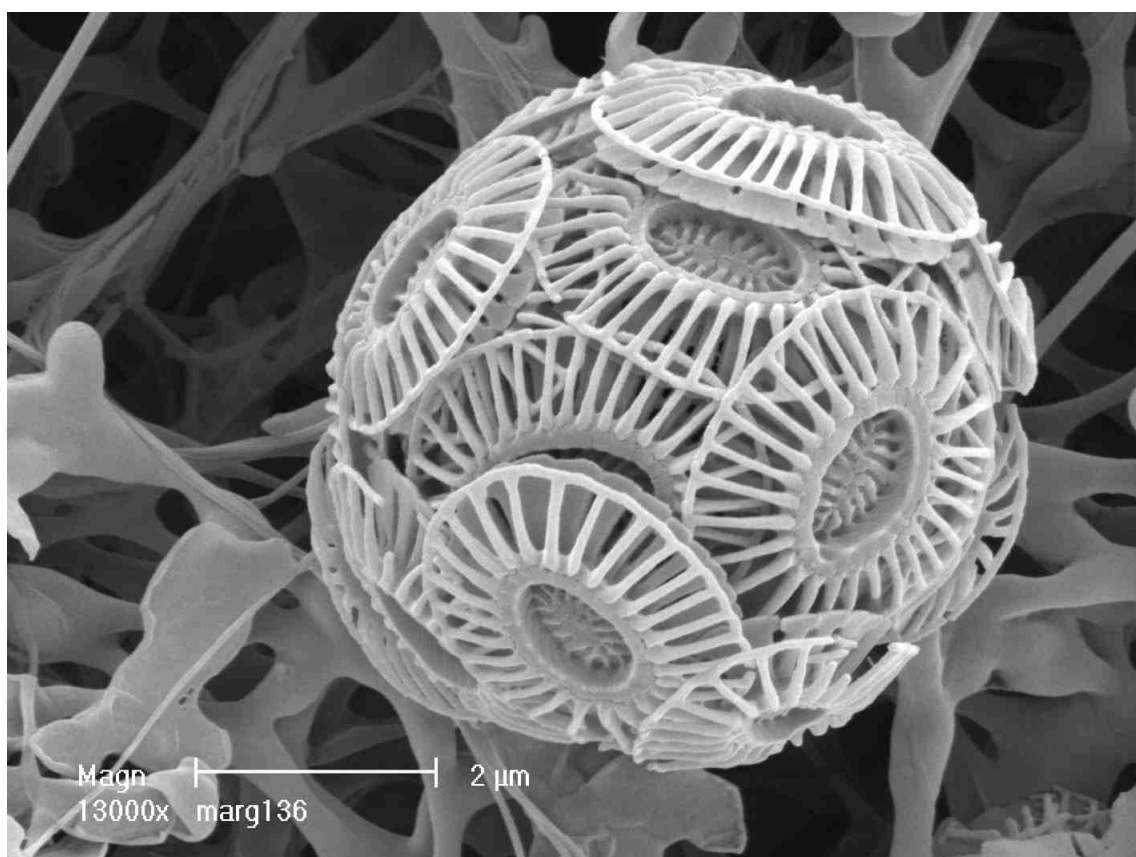


Fig. I.24 Image au microscope electronique à balayage d'un coccolithophoridé *Emilia Huxleyi*. Alison R. Taylor - (University of North Carolina Wilmington Microscopy Facility)

### **I.5.7 Compétition, cohabitation, succession, distribution des PFT**

Il est très difficile de dresser un tableau général décrivant la variabilité spatiale ou temporelle du phytoplancton en raison de la faible quantité de données d'abondance phytoplanctonique.

Le *Phaeocystis* est supposé succéder à l'efflorescence de diatomée (e.g. Rey et Loeng, 1985; Riebesell et al., 1995; Wassmann et al., 1999; Rousseau, 2000; Smith et al., 2003) mais de larges quantités de *Phaeocystis* pendant toute la période d'efflorescence ont aussi été observées et contredisent ces observations (Ratkova et Wassman, 2002; Degerlund et Eilertsen, 2010; Hegseth et Tverberg, 2013). Des études récentes, les plus complètes à ce jour, montrent que la composition phytoplanctonique est étonnamment invariable dans l'espace de la mer de Barents. La composition phytoplanctonique peut être très semblable de la côte norvégienne (70°N) jusqu'à plus de 80°N. En revanche elle varie d'une année sur l'autre. Les raisons de cette variabilité inter-annuelle de la composition phytoplanctonique restent inexpliquées mais l'étude de Rat'kova et Wassman (2002) fait l'hypothèse que plus la capacité du phytoplancton à hiberner (i.e. survivre à l'hiver sans lumière) est importante, plus son développement pendant l'efflorescence printanière est rapide.

Il n'existe pas de vision générale décrivant la distribution de phytoplancton, ou même les successions d'espèces car les différences de méthodes utilisées au sein des collections de données, ainsi que leur rareté (relative puisque la mer de Barents est la mer Arctique la plus documentée) ne permet pas de constituer une longue série temporelle. Smetacek et Cloern (2008) posent d'ailleurs la question : comment peut-on détecter des changements dans un système dont on ne connaît même pas la base ?

### **I.5.8 Variabilité inter-annuelle et tendance**

Selon Wassman et al (2006), la variabilité interannuelle de la production primaire modélisée serait supérieure à 200%. Que peut-on dire ou prédire sur l'évo-

lution actuelle ou future du phytoplancton dans l'état actuel des connaissances ? Malgré le manque de données, de nombreuses études ont montré une augmentation de la production primaire dans la mer de Barents (Ellingsen et al, 2008) et dans l'Arctique en général (Carmack and Chapman, 2003 ; Pabi et al., 2008 ; Zhang et al., 2010 ; Arrigo and Dijken, 2011) grâce à des données in-situ, des observations satellites et des modèles sur les 10-20 dernières années. Les causes sont l'augmentation de l'ensoleillement due à la retraite de la banquise et une période productive rallongée comme illustré Fig.25 (Kahru et al., 2011 ; Wassman and Reigstad, 2011). De plus, la disparition de la glace « pluri-annuelle » plus épaisse et son remplacement par de la glace saisonnière plus fine aurait pour effet d'étendre le domaine du phénomène productif de l' « Ice Edge Bloom »

Cependant, l'augmentation de la stratification due à la fonte de la glace, la limitation en nutriments, et le rallongement de la saison productive devraient limiter l'augmentation de la biomasse phytoplanctonique et de la production primaire et induire des changements dans la composition algale allant vers une augmentation de l'abondance de petit phytoplancton (i.e. Phaeocystis, coccolithophoridés). En terme de distribution spatiale, les simulations numériques (Slagstad et al., 2011) prévoient un déplacement de la production primaire plus au Nord et à l'Est de la mer de Barents comme indiqué sur la Fig.26. Cette augmentation serait une réponse au réchauffement important et au recul de la banquise dans cette région.

## I.6 Problématique

Le changement climatique actuel de la mer de Barents, caractérisé par la recul spectaculaire de la banquise, pourrait avoir des répercussions sur les conditions hydrologiques et bio-géochimiques de cette mer. Dans ce travail, on étudie les changements qui affectent les différentes masses d'eau qui occupent la mer de Barents. Une caractéristique principale de la mer de Barents est de posséder un front polaire séparant les eaux atlantiques, chaudes et salées, des eaux arctiques

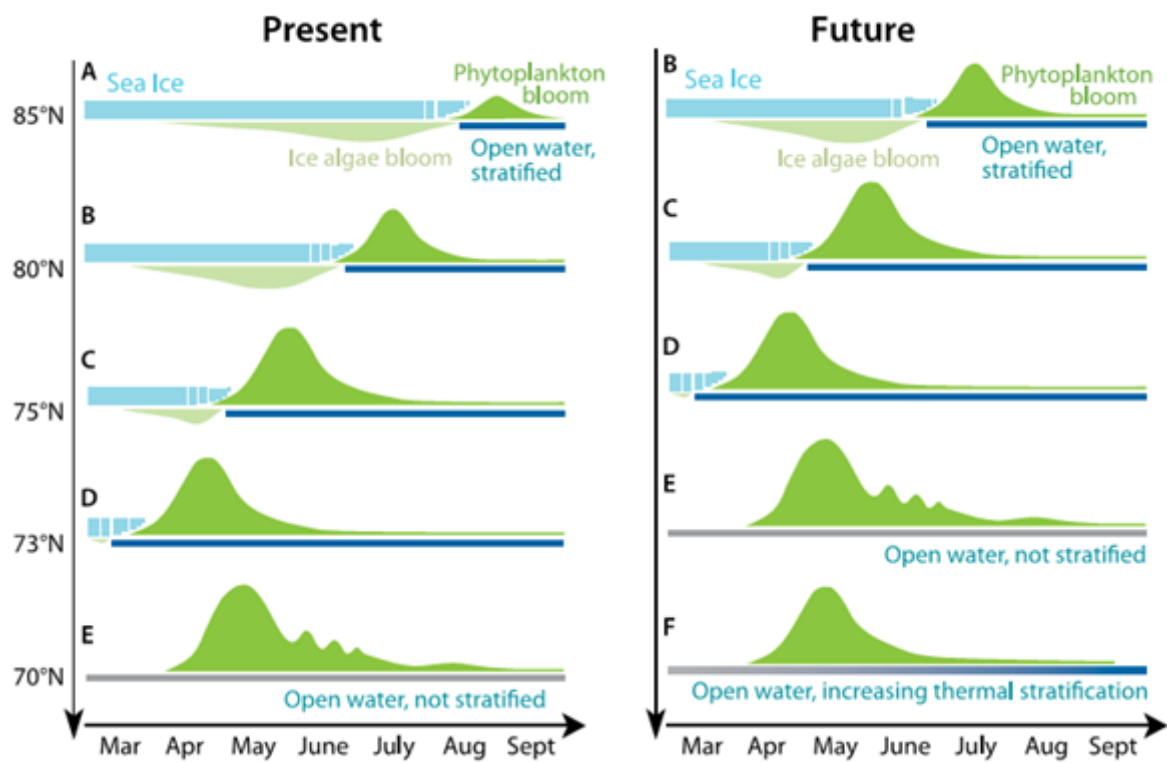


Fig. I.25 Modèle conceptuel de la durée, intensité et phasage des efflorescences dans un environnement futur avec moins de banquise (droite) et un Océan dans les conditions présentes (gauche) (Wassman et Reigstad, 2011).

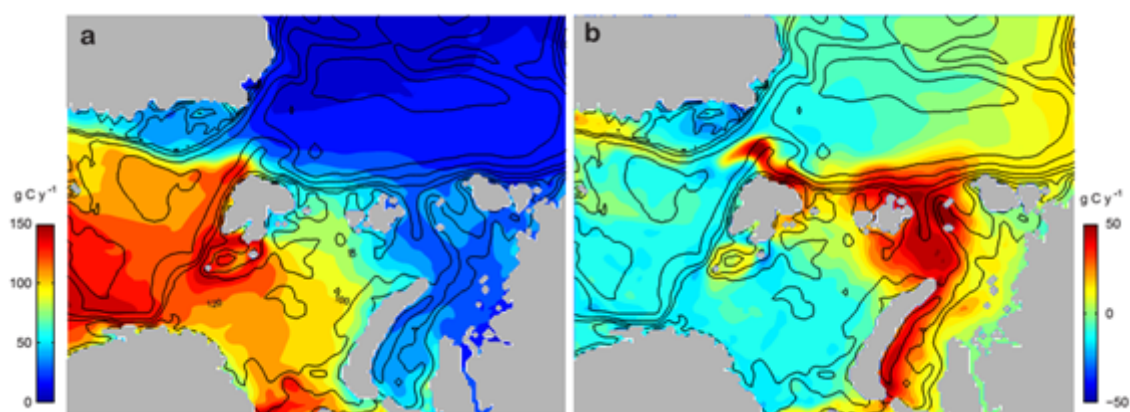


Fig. I.26 Estimation de la production primaire dans la mer de Barents pour la période actuelle 2001-2020 (a) et la différence entre la période future (2080-2099) et actuelle avec le modèle SINMOD. (Slagstad et al, 2011).

plus douces et froides. Ces structures de méso-échelles sont réputées être des « hot-spots » de l'activité biologique, bien que nos connaissances soient très limitées à ce sujet. L'étude de cette structure frontale polaire est un enjeu central de cette thèse. Que savons-nous réellement de ce front polaire ? Varie-t-il ? Quel rôle a-t-il réellement sur le phytoplancton ? De façon générale, comment le phytoplancton réagit-il à ces altérations de masses d'eaux, front polaire, couverture de glace dues aux changements climatiques ? Quels sont les paramètres environnementaux qui contrôlent la variabilité du phytoplancton dans la mer de Barents ?

## **I.7 Objectifs généraux**

Les objectifs principaux de cette thèse sont :

1. Caractériser les masses d'eau et les fronts principaux de la mer de Barents.
2. Etudier la variabilité des masses d'eau et des fronts de la mer de Barents (1980-2011).
3. Etudier la variabilité du phytoplancton dans la mer de Barents (1998-2014).
4. Evaluer les paramètres environnementaux majeurs qui dirigent cette variabilité phytoplanctonique

## **I.8 Contexte international**

Les objectifs de ce travail s'inscrivent dans le contexte du programme international ACCESS (Arctic Climate Change, Economy and Society). Il s'agit d'un programme Européen issu du « Ocean of Tomorrow call » du « 7th Framework Programme » de la Commission Européenne. L'inter-disciplinarité d'ACCESS fait de lui un projet original et ambitieux. Il s'intéresse aux impacts du chan-



gement climatique sur l'écosystème mais aussi sur les activités humaines économiques ou sociales. Ses objectifs vont des études géophysiques aux impacts économiques spécifiques (transport, pêches, tourisme, pétrole et gaz), à la sensibilisation sur le climat arctique, en passant par des coopérations avec les populations indigènes locales.

Le projet ACCESS a aussi le mérite de regrouper des scientifiques russes comme Norvégiens. Cela fut d'une importance capitale pour cette étude consacrée à la mer de Barents car cette dernière est partagée entre les deux nations. Si les relations entre scientifiques norvégiens et russes sont très bonnes et durables, il n'en est pas de même pour la géopolitique de la région. La frontière entre la Norvège et la Russie en mer de Barents a fait l'objet de disputes qui ont duré plus de 40 ans. Si l'on observe la Fig.27, concernant les ressources en pétrole et en gaz de la mer de Barents, on comprend bien l'enjeu économique que cela représente. De plus, il s'agit d'une des mers les plus poissonneuses au monde dont l'économie est estimé à 5 milliard d'euros pour la Norvège. Finalement, un accord est signé sur un compromis entre les deux frontières le 15 septembre 2010. 3 ans plus tard, en 2013, la crise Ukrainienne engendra à nouveau des tensions dans la région. Les gardes côtes patrouillent le long de leurs frontières respectives et les scientifiques craignent à nouveau pour leurs collaborations.

## **I.9 Méthodologie**

### **I.9.1 Données**

Pour répondre aux objectifs de cette thèse, nous avons mis en place une base de données hydrologiques et biogéochimiques "insitu" sur la période 1980-2012. Nous avons collecté ces données auprès du Conseil International pour l'exploration de la Mer (ICES), de l'Institut de Recherche Marine Norvégien (IMR), et de l'Institut Russe de Recherche Arctique et Antarctique (AARI). L'obtention des données russe a été possible grâce au projet ACCESS dans lequel nous sommes partenaires.

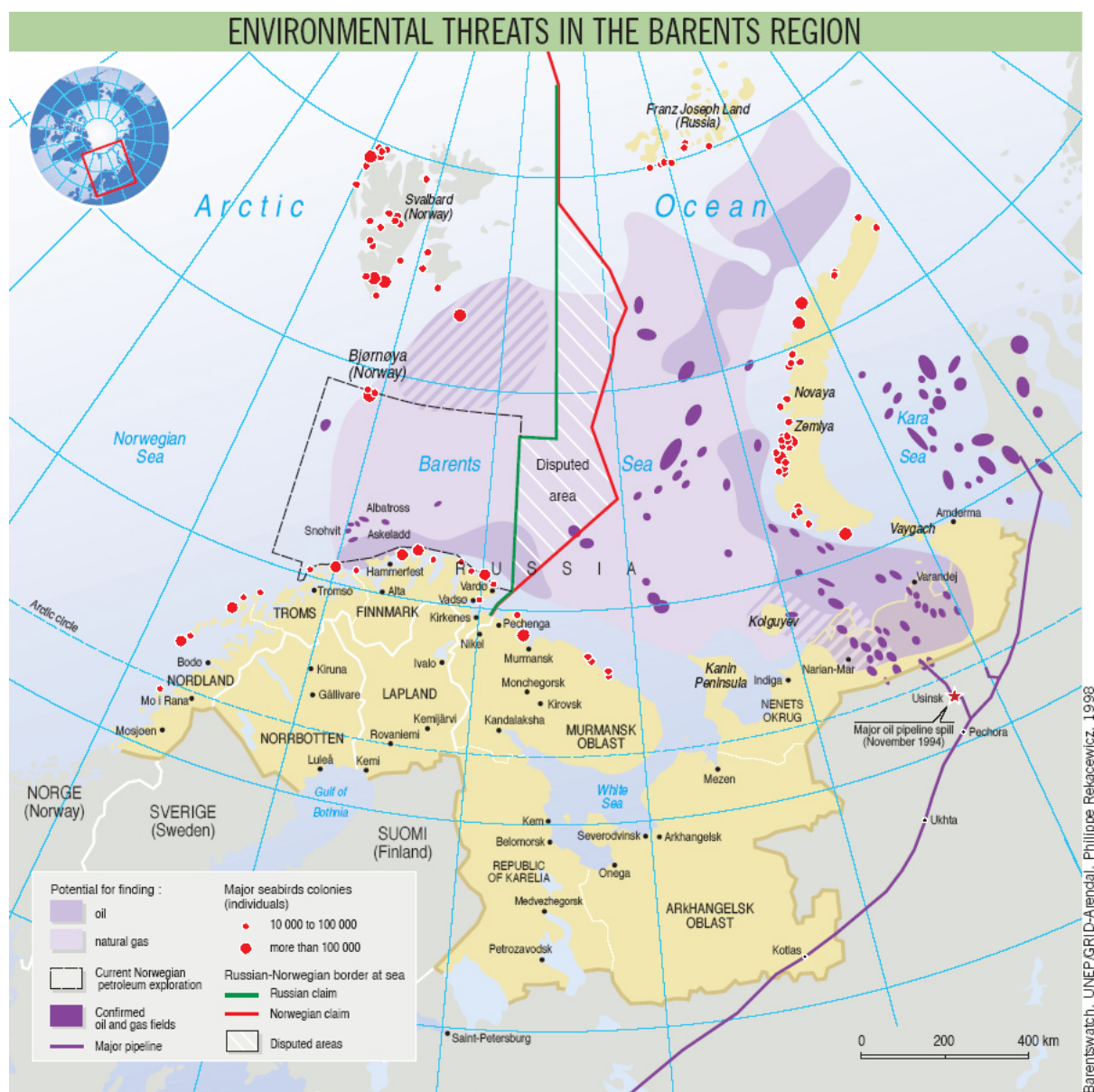


Fig. I.27 Les risques environnementaux dus à l'exploration ou l'exploitation de gaz ou de pétrole dans le mer de Barents. Source : Programme des Nations Unies pour l'environnement [www.unep.org](http://www.unep.org)

Le projet ACCESS nous a aussi permis de mettre en place une collaboration avec Dag Slagstad (SINTEF, Norvège) qui nous a fourni un modèle bio-géochimique 3D spécifique à l'écosystème arctique. Il s'agit d'un modèle couplé à un modèle de glace et forcé par l'atmosphère. Le modèle sera utilisé lorsque les données insitu seront insuffisantes, en particulier l'hiver.

Enfin, les données satellites viennent compléter cet ensemble en offrant par exemple des mesures de concentration de glace de mer, de chlorophylle-a de surface, ou de calcite (PIC).

### **1.9.2 Organisation du manuscrit**

Ce manuscrit s'organise autour de quatre parties. Les trois premières sont constituées d'une publication. Le chapitre 2 contient un article accepté à Ocean Science et le chapitre 3 est un article qui doit être soumis en novembre 2015. Le chapitre 4 a fait l'objet d'une publication de conférence en tant que co-auteur. Les objectifs physiques (1 et 2) et les objectifs bio-géochimiques (3 et 4) feront respectivement l'objet du chapitre 2, et du chapitre 3. Le chapitre 4 concerne le déploiement en Août 2014 d'un planeur sous-marin dans la mer de Barents dans le cadre du projet ACCESS. Il a permis d'échantillonner la structure frontale avec des capteurs physiques et bio-geochimiques. Le chapitre 5 est un travail préliminaire de l'analyse des données d'altimétrie spatiale. Enfin, le chapitre 6 propose les conclusions et perspectives de ce travail de thèse.

## Chapitre II

# Variabilité de la structure frontale et des masses d'eau de la mer de Barents durant les 30 dernières années (1980-2012)

**Résumé :** La mer de Barents est un plateau continental entre les océans Atlantique et Arctique. C'est une zone de transition où le front polaire sépare les eaux Atlantiques chaudes et salées des eaux Arctiques plus douces et froides. Le mélange, le rejet de saumures lors de la production hivernale de glace et le refroidissement atmosphérique créent des eaux denses qui s'écoulent le long du plancher océanique pour former des eaux intermédiaires dans l'océan Arctique ; ces dernières vont participer à la circulation thermohaline. Les fronts sont très importants pour l'activité biologique (Belkin et al., 2009).

Récemment, la mer de Barents a enregistré une chute spectaculaire de 40% de sa glace hivernale et une augmentation d'environ 2°C des eaux entrantes au Sud sur les 30 dernières années. Que signifient ces changements pour les masses d'eau et la structure frontale de la mer de Barents ?

Ce chapitre est constitué d'un article scientifique qui a été soumis au journal Ocean Science sous le titre de «The Barents Sea frontal zones and water masses variability (1980-2011)». Il évalue la distribution moyenne et la variabilité des masses d'eau et de la structure frontale pendant les 3 dernières décennies. Cette étude montre que le front polaire se partage en deux branches autour de 30°E

pour former deux fronts appelés "front Sud" et "front Nord". Les eaux denses localement formées se trouvent entre ces deux branches. Durant les 30 dernières années, les eaux atlantiques occupent un volume qui a plus que doublé dans la mer de Barents. Cette « Atlantification » s'accompagne d'un déplacement vers le Nord-est du front Sud.

---

**Mots clefs :** mer de Barents, front polaire, masses d'eau

## Article 1 :

# THE BARENTS SEA FRONTAL ZONES AND WATER MASSES VARIABILITY (1980-2011)

**L. Oziel<sup>1</sup>, J. Sirven<sup>1</sup>, J-C. Gascard<sup>1</sup>**

*[1]Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, LO-  
CEAN Laboratory, IPSL, Université Pierre et Marie Curie, F-75005, Paris,  
France*

*Correspondance : L. Oziel (laurent.oziel@locean-ipsl.upmc.fr)*

CET ARTICLE A ETE ACCEPTE A OCEAN SCIENCE LE 24 SEP- TEMBRE 2015. doi :10.5194/osd-12-449-2015
---

**Abstract :** The polar front separates the warm and saline Atlantic Water entering the southern Barents Sea from the cold and fresh Arctic water located in the North. These water masses can mix together (mainly in the center of the Barents Sea), be cooled by the atmosphere and receive salt because of brine release; these processes generate dense water in winter which then cascades into the Arctic Ocean to form the “Arctic Intermediate Water”. To study the interannual variability and evolution of the frontal zones and the corresponding variations of the water masses, we have merged data from the International Council for the Exploration of the Sea and the Arctic and Antarctic Research Institute and have built a new database which covers the 1980-2011 period. The summer data were interpolated on a regular grid. A “Probability Density function” is used to show that the polar front splits into two branches east of  $32^{\circ}\text{E}$  where the topographic constraint weakens. Two fronts can then be identified : the “Northern Front” is associated with strong salinity gradients and the “Southern Front” with temperature gradients. Both fronts enclose the denser Barents Sea Water. The interannual variability of the water masses is apparent in the observed data and is linked to that of the ice cover. The frontal zones variability is found by using data from a general circulation model. The link with the atmospheric variability, represented here by the Arctic Oscillation, is not clear. However model results suggest that such a link could be validated if winter data were taken into account. A strong trend appears : the Atlantic Water (Arctic Water) occupies a larger (smaller) volume of the Barents Sea. This trend amplifies during the last decade and the model study suggests that this could be accompanied by a northwards displacement of the southern front in the eastern part of the Barents Sea. The results are less clear for the northern front. The observations show that the volume of the Barents Sea water remains nearly unchanged, which suggests a northwards shift of the Northern Front to compensate for the northward shift of the Southern Front. Lastly, we noticed that the seasonal variability of the position of the front is small.

## II.1 Introduction

### II.1.1 The Barents Sea : a key region for water mass transformations.

The Barents Sea (BS) extends over the northernmost Arctic shelf; it has a mean depth of about 230 m and covers about 1.4 million km<sup>2</sup> (Fig. 1a). The water mass distribution is strongly constrained by the cyclonic circulation, which dominates the BS (Fig. 1b), and the bottom topography, especially in the shallow areas. This circulation is forced by the Atlantic Water (AW) and the Norwegian Coastal Current Water which flow into the BS through the Barents Sea Opening (BSO), an opening onto the shelf which is 470 m deep at the deepest point. These eastward inflows amount to about 2 Sv (Ingvaldsen et al., 2002) and 1.1 Sv (Skagseth 2008), respectively. Tides of high intensity are observed in the BS, principally in shallow and coastal areas (like the Svalbard or the Norwegian coast). They induce a significant turbulent mixing (Sundfjord et al., 2007).

The warm and saline Atlantic Water mixes in the BS with the fresh and cold Arctic Water (ArW) and with the Norwegian Coastal Current Water along the Norwegian coast (see Gascard et al., 2004, and Fig. 1b). The BS thus plays a key role in the water masses transformation and is subject to large hydrological contrasts. The salinity is affected by the saline Atlantic Water which is advected from the Norwegian Sea and the fresh water originating from the Norwegian Coastal Current Water (Baltic Sea), Arctic Water, rivers and ice melting ; It can range from 33 to 35.2. The temperature also varies significantly, ranging from -1.8°C for the Arctic Water (freezing point) to more than 10°C for the Norwegian Coastal Current Water at surface during summer.

The cooling and mixing of the Atlantic Water, Arctic Water and Norwegian Coastal Current Water, reinforced by brines rejections due to ice formation (especially around Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya) and favourable conditions for shelf convection (Martin and Cavalieri, 1989), produce the dense Barents Sea Water (BSW). This Barents Sea Water mostly flows into the Arctic



Ocean along the bottom between Novaya Zemlya ( $60^{\circ}\text{E}/76^{\circ}\text{N}$ ) and Franz Josef Land ( $60^{\circ}\text{E}/80^{\circ}\text{N}$ ) and partly contribute to the overturning circulation of the North Atlantic Ocean (Anderson et al., 1999). The Barents Sea Water also provides intermediate water to the Arctic Ocean at a depth of about 1200 m (Rudels et al., 1994; Schauer et al., 1997; Schauer et al., 2002). All of these features and processes can be affected by climate change. Note that dense water is also produced in the Storfjord (Svalbard), but it flows to the west of the Svalbard, into the Arctic Ocean through the Fram strait. We do not consider it in this paper.

### **II.1.2 Climate change and low frequency variability of the Barents Sea.**

During the past decade (1998-2008), the BS has experienced the largest reduction of sea ice cover in the Arctic (Screen and Simmonds, 2010) coupled with an air-ice-ocean system warming (Serreze et al., 2007). The annual sea ice extent has decreased by 50%, reaching its lowest level (Årthun et al., 2012). The BS is becoming the first “ice-free” Arctic Sea (together with the Baffin Bay) in summer and autumn. In winter and spring, a seasonal Marginal Ice Zone remains in the northern and sometimes eastern part of the BS, close to Novaya Zemlya. The north-eastern BS is the region where the sea ice variability is the largest (Inoue et al., 2012).

As the sea ice extent decreases, the region exposed to direct air-sea exchanges in the BS increases. The low frequency variability of the Arctic is commonly associated with the North Atlantic Oscillation (NAO) or the Arctic Oscillation (AO) (Thompson and Wallace 1998). Indeed, the AO and the NAO are highly correlated and both are useful to analyze the impact of the atmospheric circulation on the Arctic. A negative (positive) AO generally corresponds to a cold (warm) atmospheric event over the eastern Arctic, a high (low) pressure anomaly and an anticyclonic (cyclonic) mode of the atmospheric circulation. Proshutinsky and Johnson (1997) showed that the AO affects the conditions along the western edge of the BS by modifying the Atlantic Water inflow through the BSO, bet-

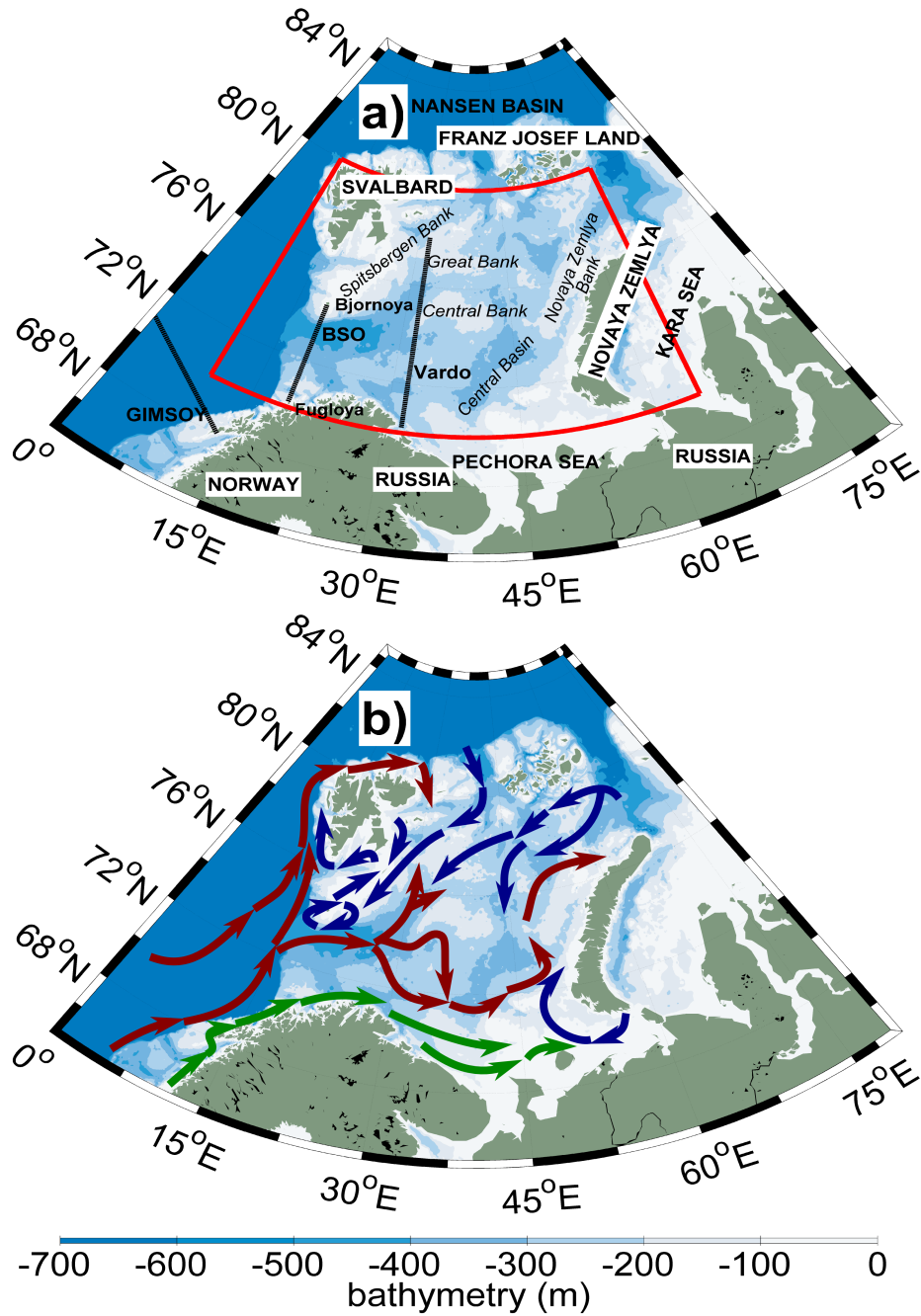


Fig. II.1 a) Barents Sea map with bathymetry. The red line delimits the studied area. Repeated sections are represented in dashed black line : Gimsoy, BSO (Barents Sea Opening) and Vardø. b) Schematic surface circulation of the main water masses (Atlantic water : red arrows ; Arctic water : blue arrows ; Norwegian Coastal Current : green arrows) (adapted from Harris et al., 1998).

ween Fugloya and Bjornoya, and consequently the circulation in the BS. Indeed, a lower pressure over the Arctic (corresponding to a positive AO) strengthens the westerly winds in the inflow area and then increases the Atlantic Water penetration in the BS (Ingvaldsen 2004). This would bring warmer Atlantic Water, decrease sea ice extent, enhance heat loss from the ocean to the atmosphere, and increase melt water content coming from the ice melting.

This simple scheme has been recently questioned. In a study limited to the 100-150 m layer of the Barents Sea, Levitus et al. (2009) also found that the multidecadal variability was correlated with the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), which is an indicator of the temperature of the Atlantic water and consequently of the Atlantic inflow. More recently, Seidov et al. (2015) analyzed the multidecadal variability of the ocean north of 60°N and found that the waters were warming as a whole. However, they emphasized the fact that the average does not account for a very complex situation, where some areas might even experience cooling episodes. They also found that multidecadal variability of the ocean was more closely connected with the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) than with the North Atlantic Oscillation (NAO), though the year to year changes of the AMO index were inversely correlated with those of the NAO (Yashayaev and Seidov, 2014). Note that the role of the AMO is not investigated in this paper since the AMO mainly helps to characterize the multidecadal variability ; the period we consider here is too short to allow such an analysis.

The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability has been analyzed in depth by Yashayaev and Seidov (2014) from the World Ocean Database. They found that the temperature records revealed a warming trend and a series of relatively warm and cold periods which lag the periods of relatively low or high NAO events with a delay of about 4-5 years (the inverse for the AMO). They also showed that the Atlantic water was transformed following two processes as it progressed northward. The evolution of salinity anomalies would be mainly due to the horizontal advection whereas the evolution of the temperature anomalies would be also controlled by the air-sea interactions. As a consequence of these

two different processes, the temperature, salinity and density anomalies split and propagated separately in the Barents Sea.

Despite these recent progresses, the impact of the atmospheric interannual variability on the water mass transformations in the BS is still in debate. In winter, cold conditions favour ice production through latent heat exchanges between the ocean and the atmosphere releasing a large amount of salt, making the water denser. The production of Barents Sea Water would then be intensified. On the contrary, during warm conditions, sea-ice formation is inhibited and consequently the open ocean area is larger and well exposed to the atmospheric forcing, which facilitates the cooling of the ocean. It creates large sensible heat loss to the atmosphere, making also the water denser. This may still intensify the production of less dense Barents Sea Water.

### II.1.3 Objective

The BS plays an important role in the Northern Hemisphere climate (Smedsrud et al., 2013) by ventilating the Arctic Ocean with the dense Barents Sea Water (Aagaard and Woodgate, 2001 ; Schauer et al. 2002) and by being a place of high primary productivity (Loeng, 1991). The BS water masses delimited by several fronts are of particular interest. In this paper, we try to specify the mean state and variability for a 30 years period (1980-2011) of :

1. The water mass distribution in a context of “Atlantification”. Arthun et al. (2012) defined this process as an increase of the heat transport from the Atlantic towards the BS due to an increase of the Atlantic Water transport and temperature and showed that it had occurred for at least the last decade. Johannessen et al. (2012) and Dalpadado et al. (2012) showed that the area covered by the Atlantic water and the “mixed water” had slightly increased since 1970.
2. The fronts associated with the Atlantic water, the Arctic Water and the

Barents Sea Water. These fronts constitute a major oceanographic feature of the BS (Johannessen and Foster 1978 ; Pfirman et al. 1994 ; Gawarkiewicz and Plueddemann 1995), but have not been well studied. Only a few studies (e.g. Parson et al. 1996 ; Våge et al., 2014) provide local descriptions of the polar front, which separate the Atlantic Water from the Arctic water in the western part of the Barents Sea. To our knowledge, no detailed description of the frontal structure has been done in the eastern part of the Barents Sea. Fronts are associated with some vertical mixing concomitant with vigorous ocean-air heat loss ( $\approx 70\text{TW}$  just for BS) of the Arctic (Serreze et al. 2007 ; Smedsrud et al. 2010), which favours the Barents Sea Water production in winter.

The BS is the only Arctic Sea with sufficient in-situ observations to perform reliable analysis of the interannual variability in summer. We present in section 2 the data we have gathered to produce a more comprehensive database than those previously used. A regional ocean circulation model (the SINMOD model, see Slagstad and McClimans, 2005) has also been used to complement the study of the variability. The following sections describe the mean position of the water masses and fronts and lastly their interannual variability and trend which can be identified in the BS.

## **II.2 Data and methods**

### **II.2.1 Data**

The International Council for the Exploration of the Sea (ICES, <http://ocean.ices.dk>, see for example Nilsen et al., 2008) and the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI, Russia, Ivanov et al., 1996 ; Korablev et al., 2007) provided processed hydrographic data sets which document the BS area. We have merged these data sets to form a new database which parallels the “Climatological Atlas of the Nor-

dic Seas and Northern North Atlantic” by Korablev et al. (2014). Both databases contain more than 130 000 CTD profiles; they include the BSO section repeated 6 times a year every other months, and the Vardø section repeated twice a year, in winter and summer (see Fig.1a). They probably constitute the most complete hydrographic collection for the Barents Sea. By comparison, the World Ocean Database discussed by Seidov et al. (2015) contains less than 85000 profiles for an even larger area.

The techniques used to build these database however slightly differ. Korablev et al. (2014) used the Data Interpolating Variational Analysis (DIVA) and thus obtained smoothed fields on a regular  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  latitude – longitude grid. This method has the advantage to take into account topographic and dynamics constraints. We chose to use an unbiased kriging technique which is described in the following subsection. The gridded fields are computed on a  $0.5^\circ \times 0.25^\circ$  latitude – longitude grid. The fields we obtained are generally less smooth than those obtained by Korablev et al. (2014). They allow us to visualize the fields with more details, particularly around fronts. The data accuracy is difficult to specify. On rare occasions, the poorest accuracy might be  $0.1^\circ\text{C}$  in temperature and 0.1 in salinity. However, after interpolation by kriging (see just below), the data associated with estimation errors below 20% allowed us to build summer time-series going from 1980 to 2011 for temperature and salinity.

### II.2.2 Kriging : an optimal method for interpolating data

Kriging is an interpolation technique which provides the Best Linear Unbiased Estimator of an unknown field (Journel and Huijbregts, 1978; Kitanidis, 1997). The originally sparsely sampled data are characterized by a semivariogram (or equivalently a covariance function) which depends only on the distance between measured sample points and represents their spatial correlation. This semivariogram is computed and then used to interpolate the data on a regular grid. This technique first allowed us to derive temperature, salinity and density fields for each summer (August and September) from 1980 to 2011, on a grid whose

resolution is  $0.5^\circ$  longitude x  $0.25^\circ$  latitude. For each variable, four fields have been computed : the first field depicts the surface, the second field depicts an upper layer between 0 and 50 m (the high frequency variability is important in this layer and consequently the data are difficult to exploit), the third field depicts a mid-depth layer between 50 and 100 m (the vertical variations of the temperature and salinity are generally smaller than in the upper layer, and the low frequency variability easy to detect), and the fourth field depicts a bottom, nearly homogeneous layer between 100 and 200m. In order to have almost 100% of the BS surface covered by the data set, the study area has been limited to the area shown in Fig. 1a ( $70-80^\circ\text{N}$   $10-65^\circ\text{E}$ ). Data coverage is less dense on the eastern part of the domain (Fig. 2) because the observations became sparser in the Russian part of the BS during the last decade. However, this does not seem to have an impact on the results shown below.

The same technique was used to interpolate the temperature and salinity fields from the Vardø section. The resolution of the (vertical) grid is  $0.125^\circ$  latitude x 5m depth.

### **II.2.3 SINMOD 3-D Model Description and set-up (Slagstad, 1987)**

SINMOD (SINtef Ocean MODEL) is a coupled 3D hydrodynamic chemical and biological model system that has been developed and used for more than 25 years at SINTEF (Scientist and Industrial Research Foundation, Norway). The hydrodynamic part of the model is based on the primitive equations which are solved by finite differences using an Arakawa C-grid (Mesinger and Arakawa, 1976). The model uses z-coordinates in the vertical direction. The ice model is based on the elastic-viscous-plastic rheology (see Hunke and Dukowicz, 1997). The model is forced by transports through open boundaries (Slagstad and Wassmann, 1996), atmospheric fluxes provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis data (ERAi), freshwater input and tides. The four tidal components (M2, S2, K1 and N2) are imposed by specifying the transports at the open boundaries of the large-scale model. Data are taken from TPXO

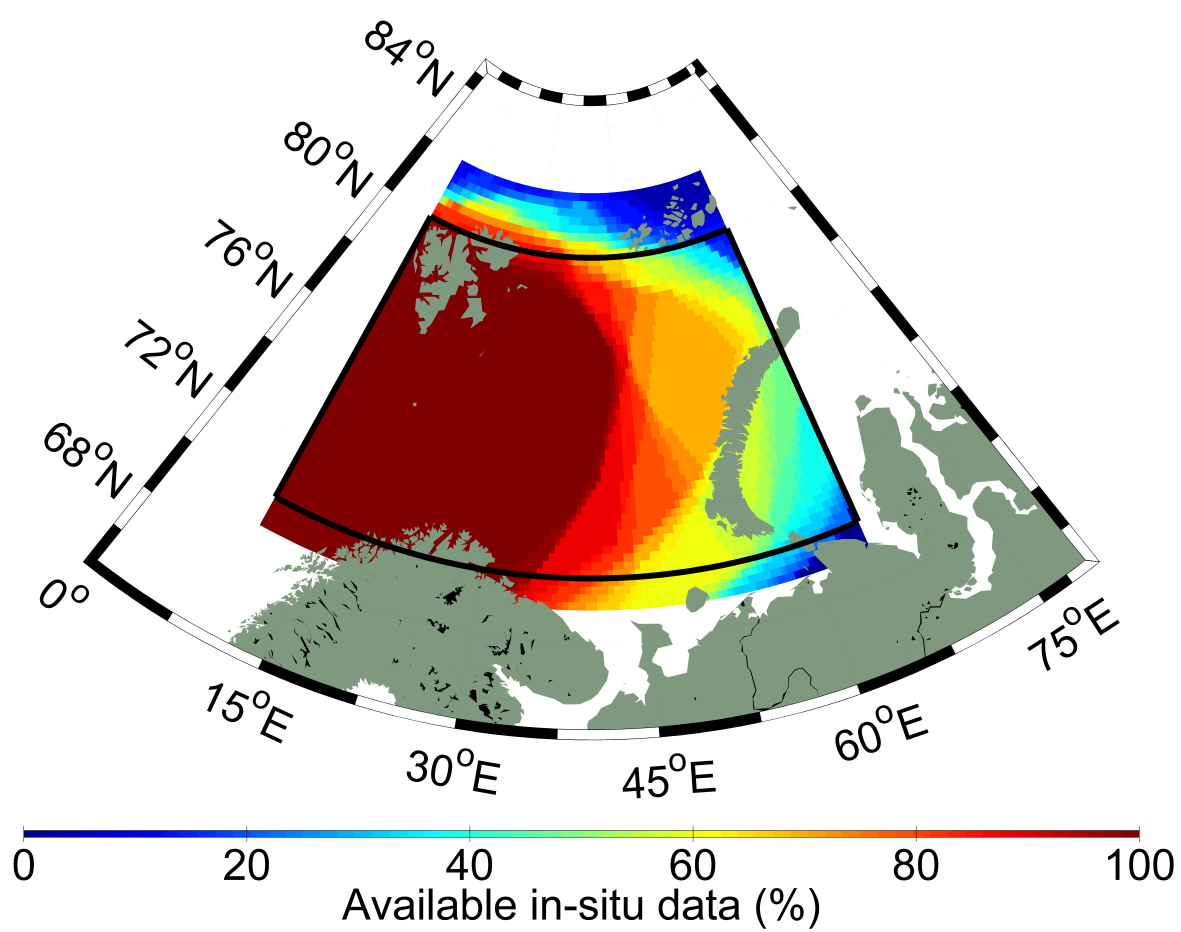


Fig. II.2 Available in-situ data : percentage of data for the 1980-2011 period.



6.2 (<http://www.coas.oregonstate.edu/research/po/research/tide/index.html>).

Freshwater run-off, river discharge and run-off from land are based on outputs obtained from a simulation with a hydrological model (Dankers and Middelkoop, 2007). The model has been validated from in-situ current measurements and temperature fields, and physical and chemical observations made at the Vardø section. More details about the model and its validation can be found in Slagstad et al. (1999) and Slagstad and McClimans (2005).

For this study, we use monthly temperature and salinity fields obtained from SINMOD runs performed for the 1979-2012 period over the whole Arctic with a 20km grid resolution and 25 levels. Initial values of temperature and salinity were taken from the 1998 NODC World Ocean Atlas built by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA (<http://www.cdc.noaa.gov/>) to perform this experiment. We also use for the 1997-2001 period a high resolution (4 km and 34 levels) numerical experiment performed with the same model on a reduced domain covering the BS.

The low resolution experiments are used to analyze the process leading to the observed variability of the temperature and salinity fields during the 1980-2011 period. The high resolution experiment allowed us to study the changes experienced by the fronts between a cold and a warm period. In order to remove the “noise” due to the eddy activity, a Gaussian filter with a standard deviation of 36 km has been applied to the temperature and salinity fields.

## **II.3 Summer climatology of the water masses from observations**

### **II.3.1 Water masses**

The analysis of the  $\Theta$ -S diagram from repeated sections data enables us to characterize the water mass initial hydrological characteristics for the 1980–1985 period (Fig. 3). The water mass characteristics will be compared with the ones of the 2006-2011 period (see Sect.4, Fig.10) in order to characterize the amplitude

Atlantic Water (AW)	$S > 34.8$	$T > 3^{\circ}\text{C}$
Arctic Water (ArW)	$S < 34.7$	$T > 0^{\circ}\text{C}$
Barents Sea Water (BSW)	$S > 34.8$	$T \leq 2^{\circ}\text{C}$ ( $\rho > 1027.8 \text{ kg/m}^3$ )
Norwegian Coastal Current Water (NCCW)	$S < 34.4$	$T > 3^{\circ}\text{C}$
Melt Water (MW)	$S < 34.4$	$0 < T < 3^{\circ}\text{C}$

Table II.1 Water masses definitions for the Barents Sea.

of the hydrological changes which occurred during the three last decades.

The  $\Theta$ - $S$  diagram of the Gimsoy transect in the Norwegian Sea (shown in Fig. 3a for the 1980-1985 period) enables us to identify the summer Atlantic Water (AW, depth  $\approx 200$  m,  $T \approx 7^{\circ}\text{C}$ ,  $S \approx 35.25$ ) and the summer Norwegian Coastal Current Water (NCCW, depth  $\approx 50$  m,  $T > 6^{\circ}\text{C}$ ,  $S < 34.4$ ), which both enter the BS. Note that the Norwegian Coastal Current Water (NCCW) has a large seasonal variability in temperature and salinity : the temperature can reach more than  $12^{\circ}\text{C}$  at the surface in summer and the salinity ranges from 32 to 34.4. The Intermediate Arctic Water ( $T \approx -1^{\circ}\text{C}$ ,  $S \approx 34.9$ ) is found at a depth of around 1200m and consequently cannot enter the BS.

North of  $80^{\circ}\text{N}$ , in the Nansen Basin, from surface down to about 100 m, the Arctic Water occurs, which can penetrate the BS. It can be clearly identified in the  $\Theta$ - $S$  diagram of Fig. 3b ( $T < 0^{\circ}\text{C}$ ,  $S < 34.7$ ).

The Atlantic Water, Norwegian Coastal Current Water, and Arctic Water are thus found in the BS, with slightly modified characteristics. Barents Sea Water (BSW) and Melt Water (MW) have a more local origin. Table 1 summarizes the characteristics of these five water masses for the BS ; the given values are based on those generally found in literature. The square domains represented in the  $\Theta$ - $S$  diagrams in Fig. 4 have been built from these values.

These figures illustrate the large differences both in salinity and temperature of the water masses of the BS. The Barents Sea Water (also called “Barents Sea Atlantic derived water”, “modified Atlantic Water” or “Polar Front Water”) is formed on the BS shallow banks (Central Bank), mainly in winter, by the mixing

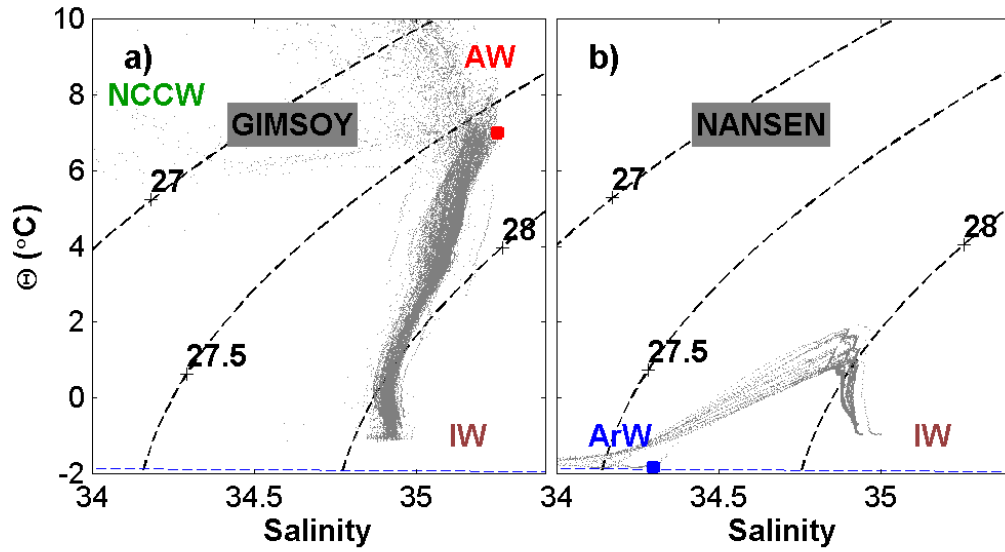


Fig. II.3 Potential temperature - Salinity Diagrams in August-September for the 1980-1985 period. (a) Gimsoy section (b) Nansen Bassin. Red dot : ideal Atlantic Water, blue dot : ideal Arctic Water. Intermediate Arctic Waters : IW.

of the other water masses and by large heat losses. For example, the temperature of the Atlantic Water is about 6°C at BSO, which agrees with Årthun and Schrum (2010), whereas that of the Barents Sea Water is about 0°C between Nova Zemlya and Franz Josef Land (Gammelsrød et al., 2009). The Barents Sea Water then cascades down the deeper regions (Årthun et al. 2011) and the largest part finally flows out of the BS toward the Arctic Ocean to form the Intermediate Arctic Water (Rudels et al., 1994). The Barents Sea Water has a high density, often greater than 1028 kg/m<sup>3</sup>. The densest Barents Sea Water (not shown) is found East of the Vardø section, and has nearly the same hydrographic properties as the Intermediate Arctic Water found at around 1200 m depth, outside the BS (see Fig. 3).

The Barents Sea Water scarcely appears in the BSO section (Fig. 4a) and becomes more visible in the Vardø section (Fig. 4b). This agrees with the results illustrated in Fig. 5, which characterizes the horizontal occurrence of water masses in August-September in the BS for the period 1980-2011. Only the layer

between 50 and 100 m has been considered for this computation (see section 2). A percentage of 100% indicates that the water mass is present every summer in the concerned area. The Atlantic Water is always present in the south-west BS, the BSO trough and up to the Great Bank (Fig. 5a), and sometimes spreads further North and East in the deepest part of the BS such as the central basin (occurrence of about 20-30% in these areas). The Arctic Water occurrence (Fig. 5b) is close to 100% in the North-West BS and over the Spitzbergen bank. The locally formed Barents Sea Water (Fig. 5c) mainly resides over the Central Bank and in the Central Basin as expected (Årthun et al., 2011), but also in the eastern part of the BS. The Norwegian Coastal Current Water (Fig. 5d) has a significant contribution in the southern part of the BS accounting for about one third of the inflowing waters through BSO. It remains near the coast, west of 30°E, then spreads up to 74°N with other waters from the White Sea, Pechora Sea, Kara Sea and rivers. In the eastern part of the BS, the occurrence of a particular water mass is sometimes lower than 30%, and no water mass is dominating East of 40E. The shallow coastal area (depth shallower than 200m) of the eastern BS is influenced by the four main water masses, i.e. the Atlantic Waters, Arctic Water, Barents Sea Water, and Norwegian Coastal Current Water. This suggests that these different water masses can easily mix in this area. There is also a large contribution of ice in the fresh surface layer (not shown). Lastly, the dynamics of the BS is less constrained in the eastern part of the BS than in the western part due to smoother topography (Parson et al., 1996; Johannessen and Foster, 1978; Gawarkiewicz and Plueddemann, 1995). Consequently, the limits of the domains where the water masses are present no longer follow the isobaths.

### II.3.2 Transformation of the water masses between BSO and Vardø

The temperature and salinity at the BSO and Vardø sections (Fig. 4) allow us to describe the transformations of the water masses during their path in the BS in a more precise way. For this purpose, we define "ideal water masses" which exemplify the specific properties of each water mass :

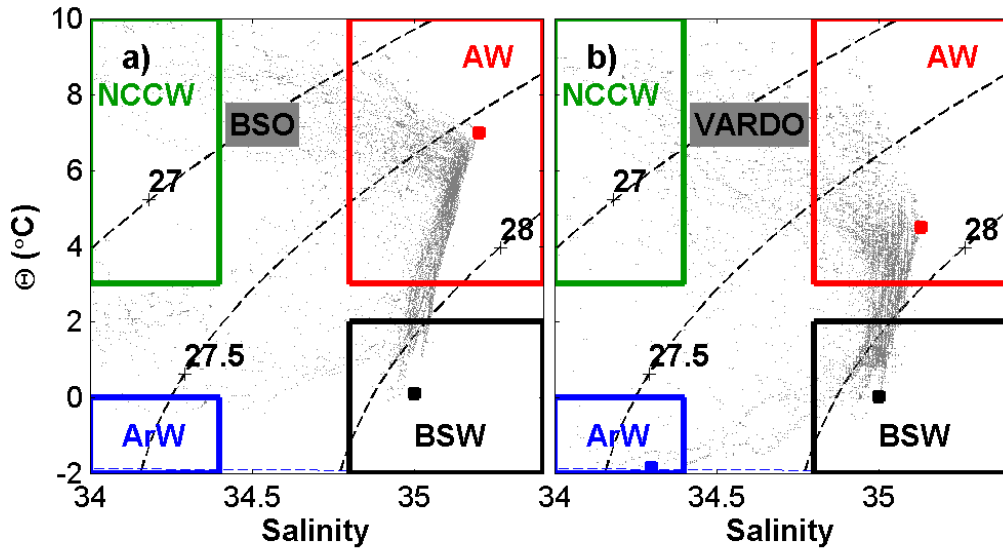


Fig. II.4 Potential temperature-Salinity Diagrams in August September for the 1980-1985 period. (a) BSO section (b) Vardø section. Red dots : ideal Atlantic Water, black dots : ideal Barents Sea Water, and blue dots : ideal Arctic Water.

- Ideal Arctic Water (blue dot in Fig. 4) is defined by a minimum of temperature since it is the coldest BS water mass.
- Ideal Barents Sea Water (black dot in Fig. 4) is defined by a maximum of density since it is the densest BS water mass.
- Ideal Atlantic Water (red dot in Fig. 3a and Fig. 4) is defined by a maximum of salinity since it is the most saline BS water mass.

An ideal Norwegian Coastal Current Water was not defined because the  $\theta$ -S points which characterize it are too scattered. The characteristics of the Norwegian Coastal Current Water indeed depend on many external forcings (freshwaters inputs, solar heating, etc).

As it progresses from Gimsoy to BSO, the ideal Atlantic Water experiences a weak decrease in salinity (of about 0.06) and a negligible decrease in tempe-

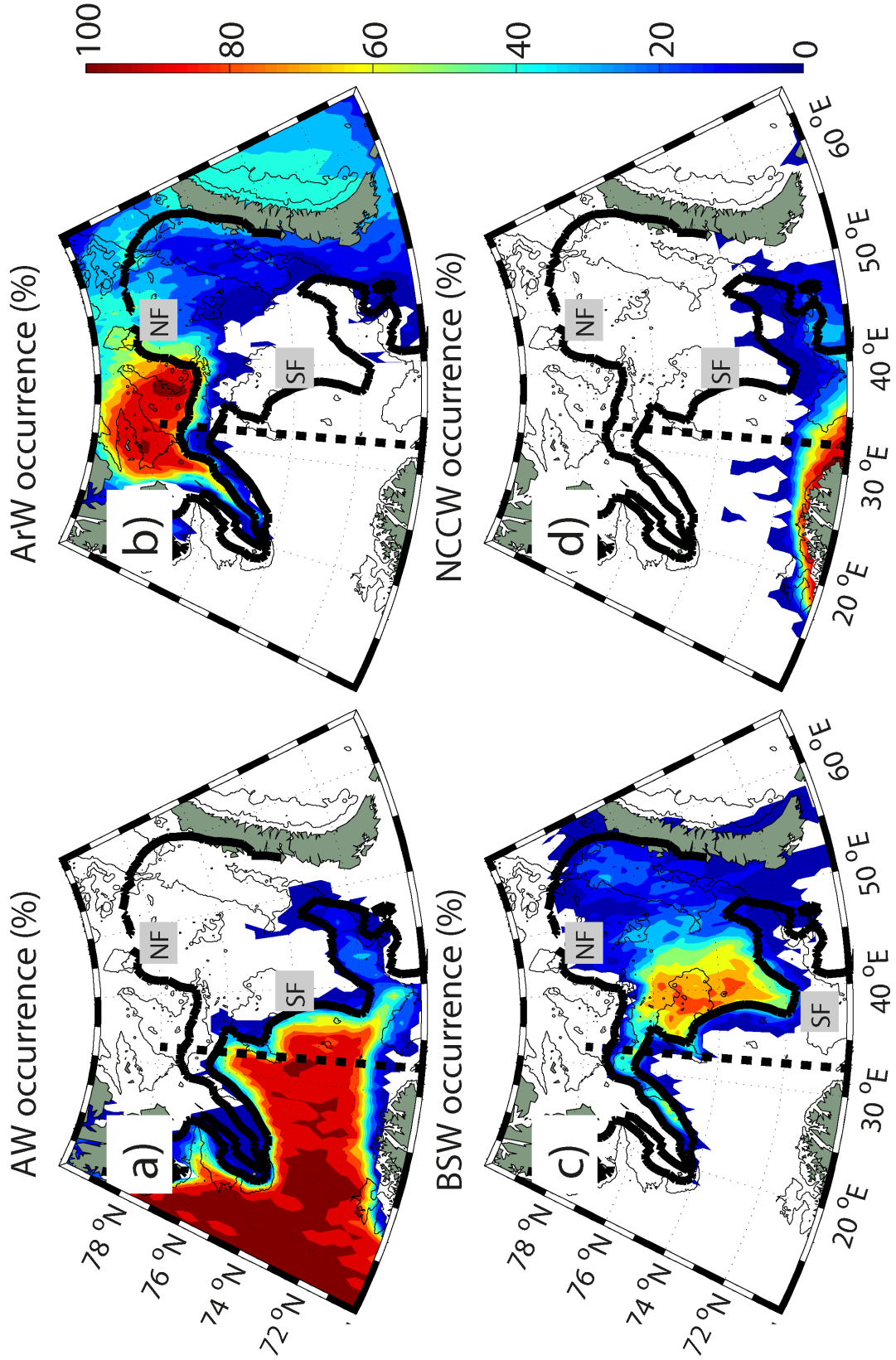


Fig. II.5 Water Mass Occurrences (%) over the 1980-2011 period in August-September for the 50-100m layer. (a) Atlantic Water, (b) Arctic Water (c), Barents Sea Water, (d) Norwegian Current Coastal Waters. The “Southern Front” (SF) and “Northern Front” (NF) (solid black lines), the Vardø section (dashed line), and the 200m isobath (thin black line) are indicated.

ture. The decrease in salinity is easily explained by mixing with the fresher Norwegian Coastal Current Water facilitated by the strong eddy activity (Gascard et al., 2004). The transformations are greater between BSO and Vardø : the salinity of the ideal Atlantic Water loses about 0.01 and the temperature more than 2°C. They are caused by mixing with the adjacent Barents Sea Water and Arctic Water and chiefly by the strong sensible heat fluxes which cool the surface water in winter, inducing a significant drop of the temperature of the Atlantic Water in the western part of the basin. Note, however, that the seasonal variations of the temperature and salinity remain small for the Atlantic Water and nearly vanishes for the Barents Sea Water along the Vardø section. We will show below (see Sect.4) that the volume of Barents Sea Water on the contrary sustains considerable seasonal changes without involving important hydrological changes.

### **II.3.3 Fronts in the Barents Sea**

The front which separates the Atlantic Water from the Arctic Water in the Barents Sea is denoted as the polar front. It follows the bottom topography in the western part and consequently remains stable from one year to the next. Its position is less clear in the eastern part and the new database presented in Sect.2 can help clarify this. We thus computed the position of the fronts which separate the Atlantic Water, the Arctic Water and also the Barents Sea Water. Indeed, the latter naturally appears when an objective interpolation method is employed. The computation has been done for the summer data between 50 and 100 m (see Sect.2), where the Atlantic Water is easily found. Below 100 m, the vertical mixing due to the turbulence generated by the tidal flow is strong (Parson et al., 1996) and the effects of salinity on the density compensate those of temperature. The existence of the fronts thus becomes more elusive because the density gradients vanish.

Figures 6a and 6d shows the mean temperature and salinity fields, respectively, obtained from the data described in Sect.2 between 50 and 100 m (August-

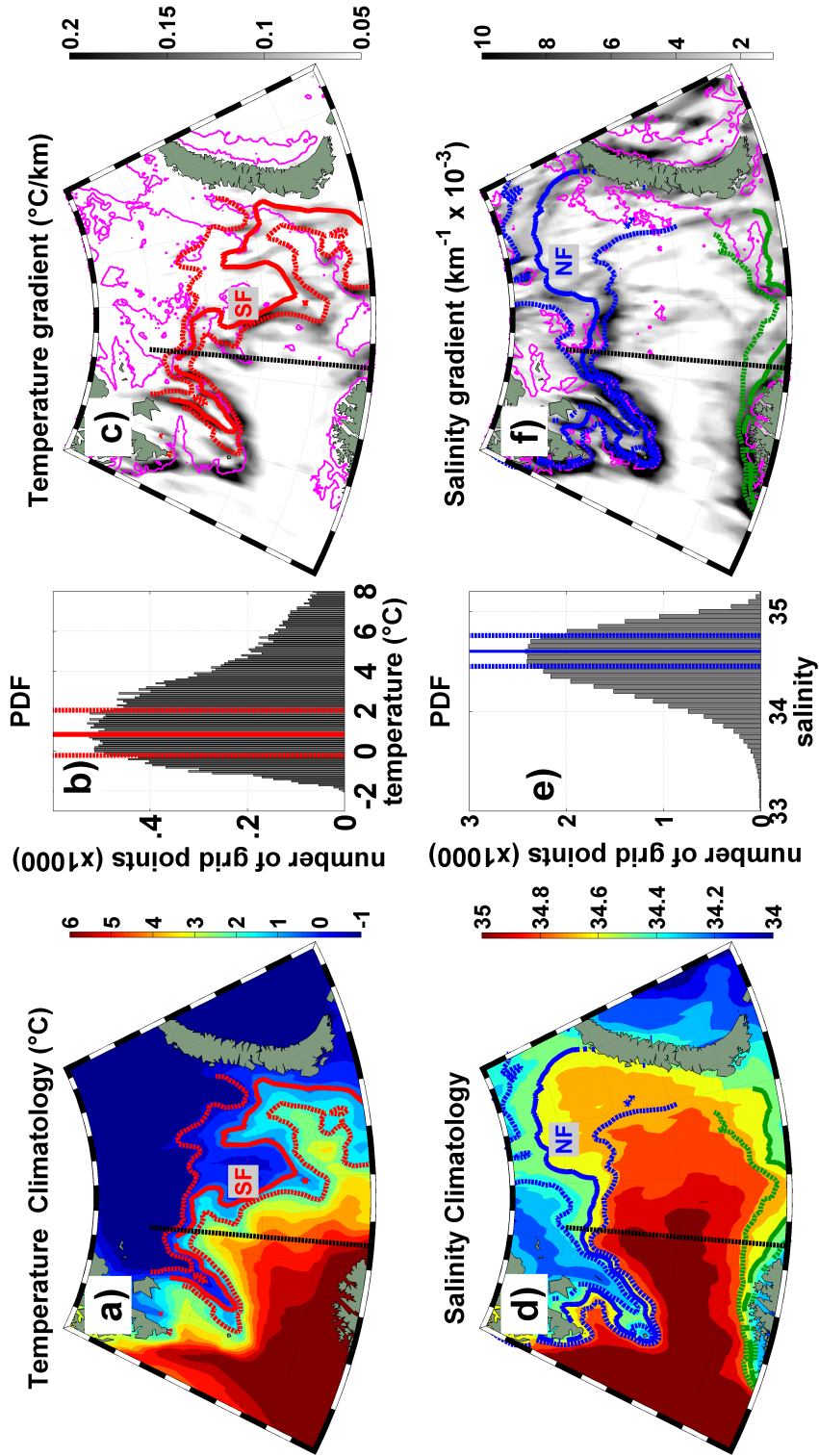


Fig. II.6 Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) (a) and salinity (d) climatology for the 1980-2011 period (50-100m layer, August-September). Probability Density functions (PDF) of the temperature and salinity fields are respectively shown in (b) and (e). Horizontal gradients of temperature (c) and salinity (f). The “Southern Front” (SF) (between the dashed red lines,  $+2^{\circ}\text{C}$  and  $-0.3^{\circ}\text{C}$  isotherms) and the “Northern Front” (NF) (between the dashed blue lines, 34.45 and 34.75 isohaline) are shown. Vardø section : black dashed line.



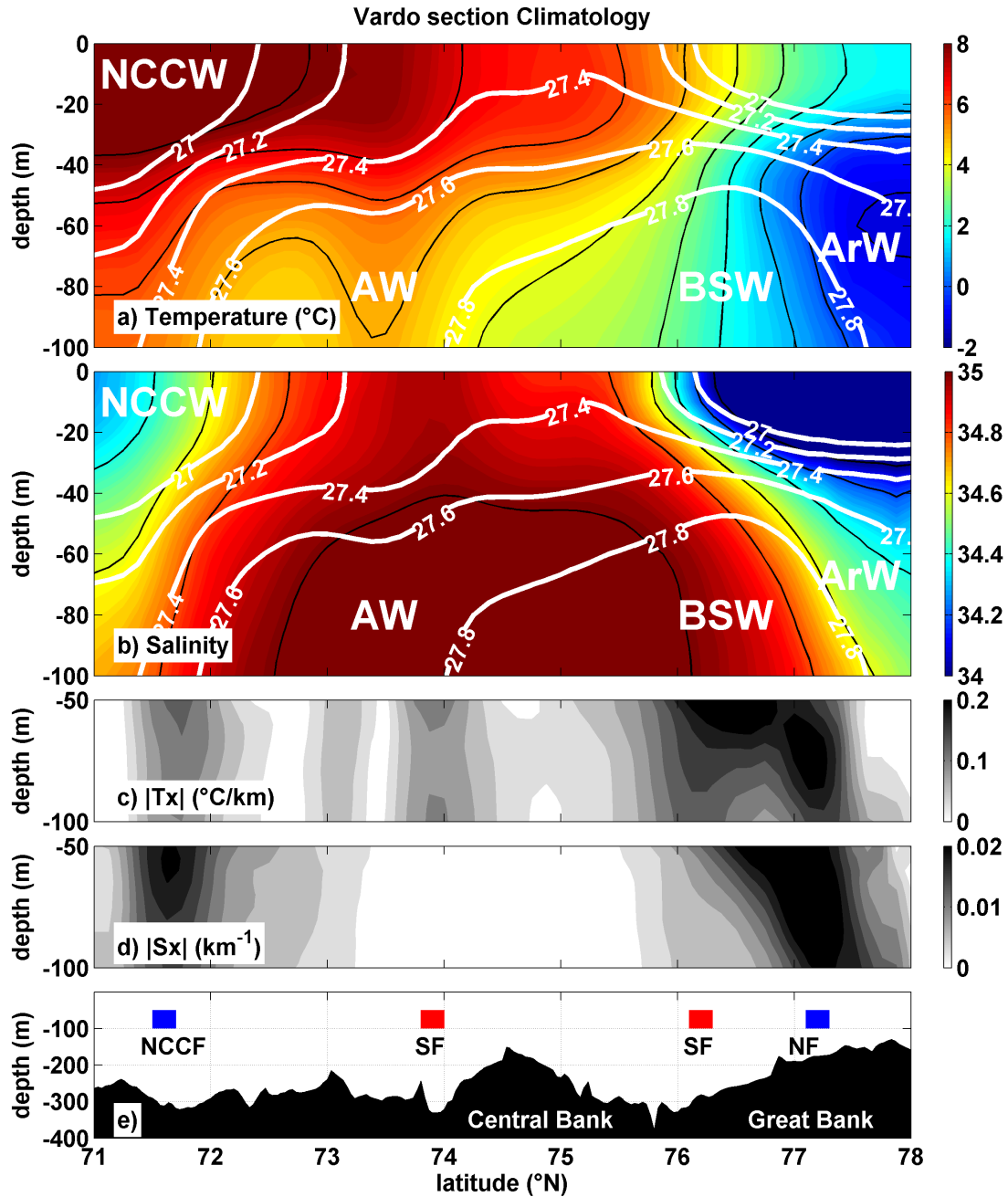


Fig. II.7 August-September climatology at Vardø section for the 1980-2011 period : temperature (°C) (a), salinity (b). White lines : Isopycnals. Black lines : Isotherms and isohalines (intervals : 1°C and 0.1). Norms of horizontal temperature gradient (c) and salinity gradient (d). Bathymetry (e). The red and blue vertical patches respectively show which front is dominated by the temperature ( $Dx > 1$ ) or salinity ( $Dx < 1$ ) gradients.

September of the 1980-2011 period). The temperature of the Atlantic Water in the south-western part of the basin exceeds  $7^{\circ}\text{C}$  whereas that of the Arctic Water is below  $-1^{\circ}\text{C}$  in the North. The salinity ranges from less than 34 for the Norwegian Coastal Current Water close to the Norwegian coasts and for the Arctic Water in the Northern part of the basin, and to more than 35 for the core of the Atlantic Water which enters through the BSO. The temperature and salinity fronts are easy to distinguish in the Western part of the basin in those figures, yet it is more difficult in the Eastern part. Consequently, we have developed an algorithm which allows to determine the position of the fronts in a more objective way.

This algorithm is based on the computation of Probability Density Functions (PDF). We present it for the temperature field. First, the points where the norm of the temperature gradient exceeds  $0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  are selected. The histogram of the temperature  $T$  of these points is built, representing the number of points for which this temperature is in the interval  $T - dT$  and  $T + dT$  with  $dT = 0.05^{\circ}\text{C}$ , where  $T$  represents the range of possible temperatures (see Fig. 6b). The PDF is obtained by dividing this number by the total number of points. The maximum of the PDF is determined, and the corresponding temperature of  $T_m = 0.8^{\circ}\text{C}$  is determined. Finally, the standard deviation  $s$  is computed as :  $s = 2.4^{\circ}\text{C}$ . The frontal zone is defined by the area delimited by the isotherms  $T_m - s/2 = -0.4^{\circ}\text{C}$  and  $T_m + s/2 = 2^{\circ}\text{C}$ . It is represented in Figs. 6a and 6c where the three isotherms (red lines) have been drawn. The area limited by the two extreme isotherms is the one where it is the most probable to find a temperature gradient exceeding the initial threshold  $0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . The method is robust. The results do not significantly change when the threshold value for the gradient is slightly modified (for example when  $0.10^{\circ}\text{C}/\text{km}$  is replaced by  $0.08^{\circ}\text{C}/\text{km}$  or  $0.12^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ).

The same method was used for the salinity, with a threshold value equal to  $0.01 \text{ km}^{-1}$ , resulting in the PDF curve shown in Fig. 6e. The frontal area is then delimited by the isohalines  $S = 34.45$  and  $S = 34.75$  (mid value : 34.6). It is represented in Figs. 6d and 5e where the three isohalines (blue lines) have been

drawn.

In the western part of the BS, the frontal areas computed from the temperature or salinity fields are narrow, nearly joined, associated with strong gradients (see Figs. 6c and 5e), and follow the bottom topography as expected. The situation is more complicated east of the Vardø section. Two frontal areas clearly appear : a northern one associated with the salinity gradients (of about  $0.004 \text{ km}^{-1}$ ; see Fig. 6f), and a southern one associated with the temperature gradients (of about  $0.05^\circ\text{C}/\text{km}$ ; see Fig. 6c). To distinguish them, we denoted the first one the “Northern Front” and the second one the “Southern Front”. They are partly linked to the bottom topography : the “Northern Front” heads north, up to the  $79^\circ\text{N}$  latitude and the SPF heads south, crossing over the Central Bank, up to the Central Basin. Note that the  $2^\circ\text{C}$  isotherm which shows the southernmost position of the “Southern Front” (see Fig. 6c) is located further south than the front defined by Harris et al. (1998) in the eastern BS.

This description is compatible with the results of the previous subsection and those found in literature (see for example Parson et al. (1996) or Harris et al. (1998)). It is clear from Fig. 7 that the front at about  $74^\circ\text{N}$  is dominated by the temperature gradient. The situation is more complex for the other fronts. Consequently, to evaluate the impact of the temperature and salinity gradients on the density gradients, we have computed the dimensionless horizontal density ratio  $Dx$  defined by Rudnick and Ferrari (1999) :

$$Dx = \alpha \cdot Tx + \beta \cdot Sx$$

(where  $\alpha$  is the thermal expansion coefficient of the seawater,  $\beta$  is the haline contraction coefficient,  $Tx$  and  $Sx$  are horizontal temperature and salinity gradients in  $^\circ\text{C}/\text{m}$  and  $\text{m}^{-1}$  respectively shown in Fig. 7c and Fig. 7d). The result of this computation is shown in Fig. 7e : the “Norwegian Coastal Current Front” and the “Northern Front” are dominated by the effects of salinity ( $Dx < 1$ ; blue) whereas the “Southern Front” is dominated by those of the temperature ( $Dx > 1$ ;

red).

## II.4 Variability of the Barents Sea water masses

### II.4.1 Environmental parameters variability

The Arctic Oscillation index (AO, see Fig. 8a), is defined as the leading empirical orthogonal function of the wintertime sea-level pressure field, and according to Thompson and Wallace (1998) it was the dominant pattern of the atmospheric interannual and decadal variability over the Arctic. When this index is low, the atmospheric circulation becomes more cyclonic and the air temperature decreases over the Eastern Arctic. Consequently, the heat fluxes between the atmosphere and ocean are enhanced, particularly in winter. Furthermore, the westerlies are weakened and advect less Atlantic Waters into the BS from the Norwegian Sea through the BSO. The consequences of these changes are well marked in the BS. For example, the maximum extent of the sea ice (Fig. 8b, see also Furevik, 2001), which is a good indicator of the climate in the BS area (Serreze et al. 2007) is significantly correlated with the AO index (the correlation is about -0.33). As expected, a maximum of the sea ice extent is generally associated with a low AO index, as shown in Fig. 8 by the vertical blue bands enhancing the correlations. Similarly, the correlation between the winter (March) sea surface temperature (SST) or air temperature at 2m (T2) in the BS (Fig. 8c) and the AO index is significant, of about 0.36 and 0.23 respectively (both anti-correlations between the winter SST or T2 and the maximum extent of sea ice both reach -0.55). In addition to this non seasonal variability, the BS has experienced remarkable climate changes for the past decades. For example, the maximum sea ice extent (Fig. 8b) has decreased by about 200000 km between 1980 and 2011, the T2 (Fig. 8c) has increased by about 2°C and numerical modeling indicates that the ocean heat losses have been reduced by about -50W/m<sup>2</sup>. To detect the links between the interannual variability of the atmosphere and that of the water masses in the BS, a yearly index has been defined for each

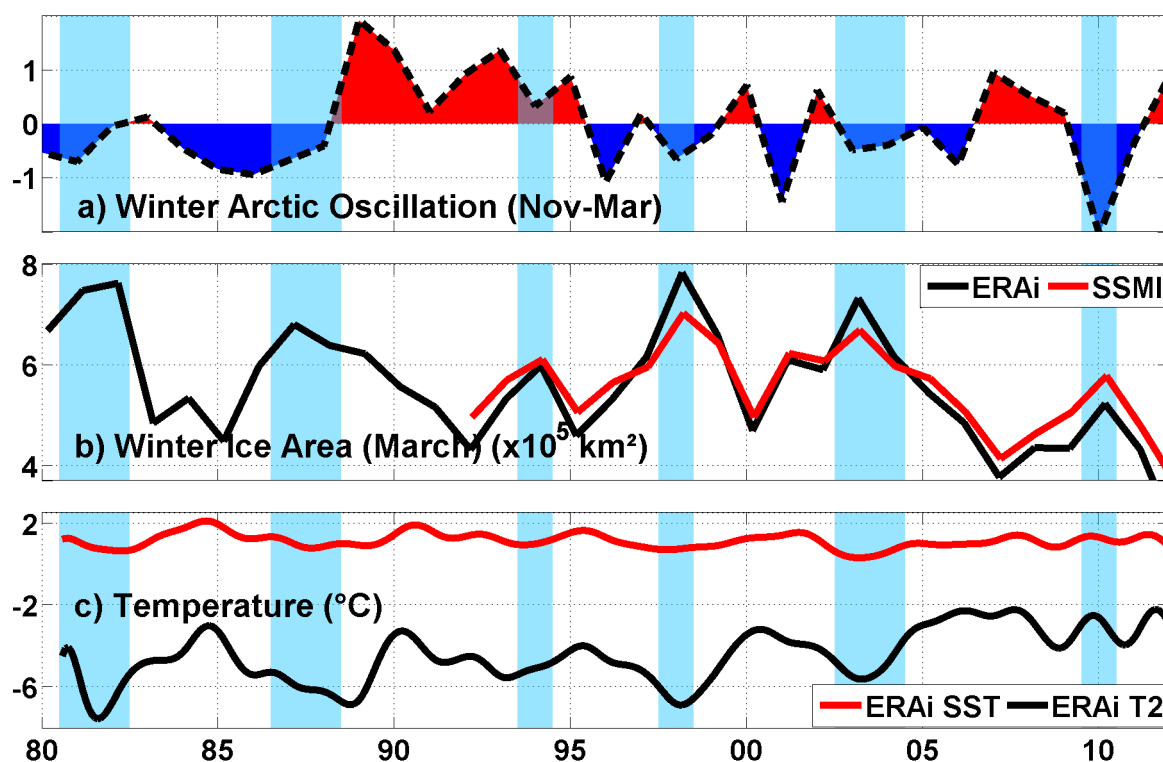


Fig. II.8 Inter-annual variations from 1980 to 2011 of : (a) Winter Arctic Oscillation (November-March) from NOAA. (b) Maximum sea Ice extent (March). Black line : ERAi Re-analysis, red line : from SSMI. (c) Low-passed (14 months) air temperature at 2m SST from ERAi Re-analysis.

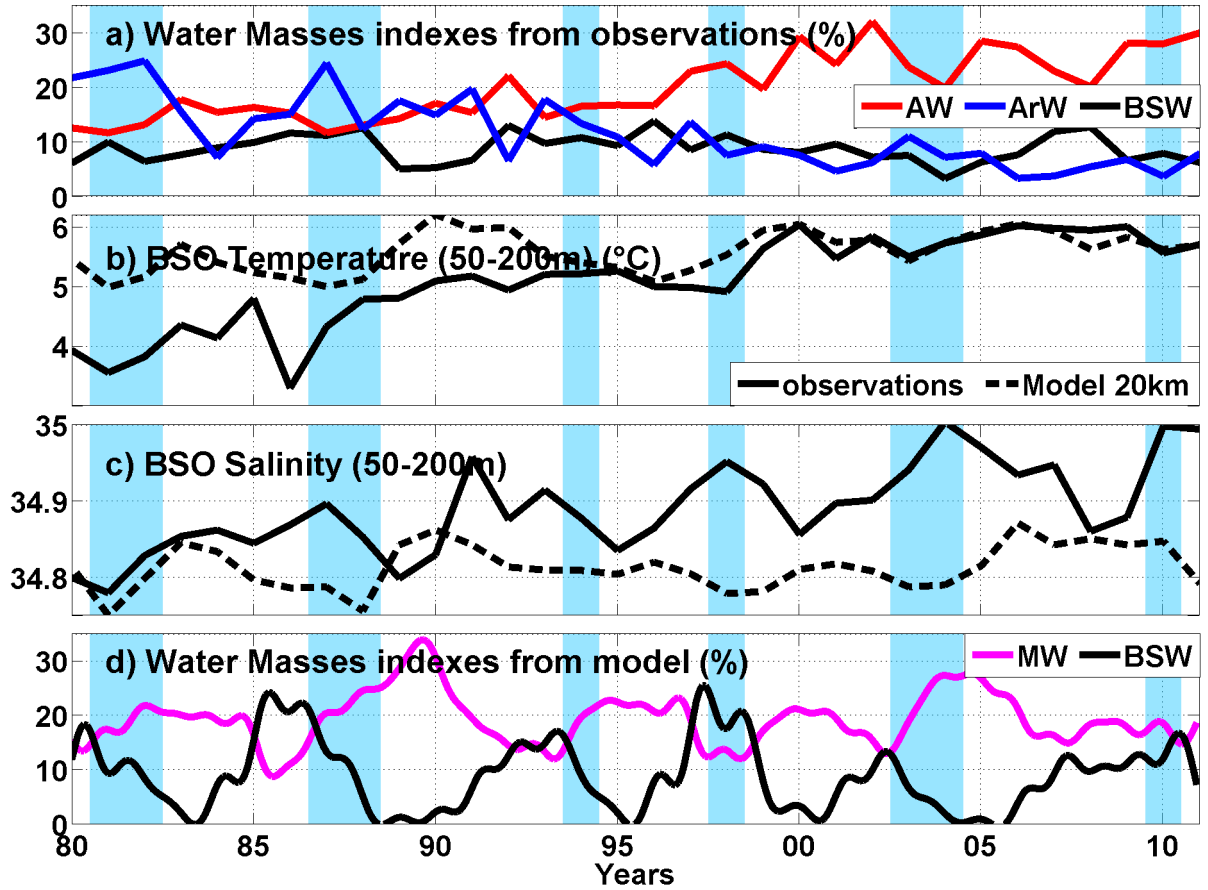


Fig. II.9 Inter-annual variations from 1980 to 2011 of (a) Atlantic Water (AW, red) , Arctic Water (ArW, blue) in blue and Barents Sea Water (BSW, black) indexes from in-situ observations.(b) temperature and (c) salinity (50–200 m) at BSO section from observations (black line), SINMOD model (dashed line).(d) Barents Sea Water (BSW, black) and Melt Water (MW, magenta) from the SINMOD model (a low-passed filter (14 months) has been applied).

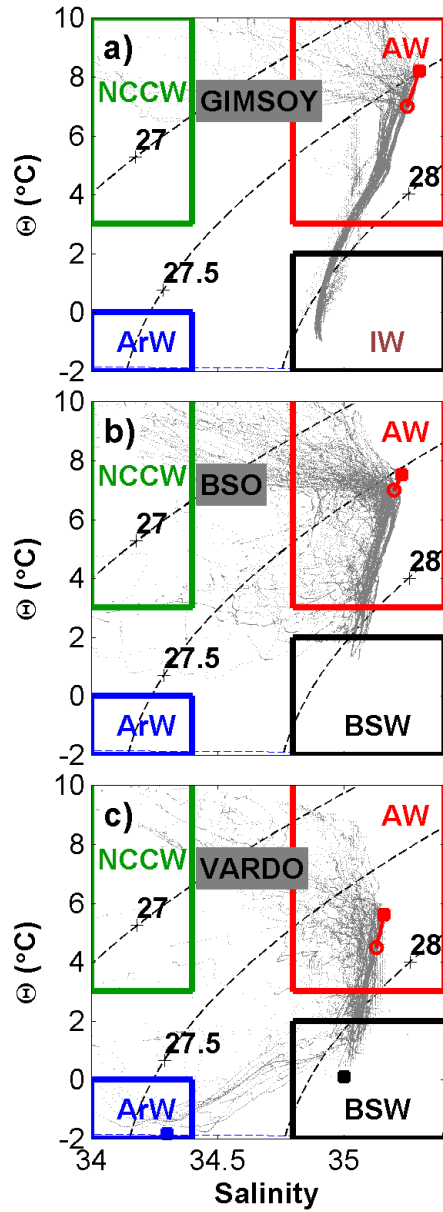


Fig. II.10 Potential temperature - Salinity Diagrams during the summer 2006-2011 period and shifts in the characteristics of the 'ideal Atlantic water' from the 1980-1985 (empty circles) period for : (a) Gimsoy section (b) BSO section and (c) Vardø section. Red : ideal Atlantic Water, black : ideal Barents Sea Water and blue : ideal Arctic Water. Intermediate Arctic Waters : IW.

water mass, equal to the relative volume occupied by this water mass. This relative volume is obtained by adding the volumes of each grid cell where a water mass is present and dividing the sum by the total volume of all the grid cells. The computation based on the database of Sect. 2 has been done between 0 and 200 m depth. The corresponding series for the Atlantic Water, Arctic Water and Barents Sea Water indices are shown in Fig. 9a. The correlation between the AO index and the Atlantic Water or the Arctic Water index is not significant, however the correlation between the Atlantic Water (resp. Arctic Water) and the winter ice cover reaches -0.30 (resp. 0.42) and is significant. Indeed, when the winter ice cover is low, the Atlantic Water index is generally high and the Arctic Water index low (for example in 1983-1984, 1990-1991, 2000, and 2007). The Atlantic Water and Arctic Water are strongly anti-correlated (correlation of about -0.75). The reverse occurs when the ice cover is high.

#### II.4.2 Water mass variability from observation study

The climate change observed in the atmosphere in the BS area is also obvious in the ocean data. The Atlantic water index (resp. Arctic Water index) shown in Fig.9a presents a trend over the last 30 years, with perhaps an amplification during the last decade. The volume occupied by the Atlantic Water (Arctic Water) is about twice as large (as small) at the end of the series than at the beginning. On the contrary, no important trend can be detected on the Barents Sea Water index.

This is compatible with the recent sea ice loss caused by an “Atlantification” of the Barents Sea, due not only to an increase of the Atlantic water temperature as described by Årthun et al. (2012), but also to the increase of the Atlantic Water volume present in the BS. This is also compatible with the results of Johannessen et al. (2012) and Dalpadado et al. (2012) who have found an increase of the area covered by the Atlantic water in the Barents Sea since 1970. However, our result differs from theirs. Indeed, the increase they found is less important than the one



we found. The methods used in their work are noticeably different from the one used here, which could explain the differences between the results. They computed the area covered by the Atlantic Water by only considering the temperature between 50 and 200m (against 0-200m in our study) in the area 20-50°E and 72-80°N (against 10-60°E and 70-80°N) and they used a threshold value of 3°C to define the Atlantic Water. Using the combined temperature-salinity signature to characterize the water masses, we were able, in this work, to distinguish between five water masses (Atlantic Water, Arctic Water, Barents Sea Water, Norwegian Coastal Current Water, Melt Water). The analysis is therefore probably more complete.

The processes leading to the “Atlantification” of the BS can be understood from the analysis of the Gimsoy, BSO and Vardø sections. The ideal Atlantic Water (see the definition in Sect.3) at Gimsoy section (Fig. 10a) experiences an increase of about +1 °C in temperature and +0.05 in salinity during the last thirty years. An increase is also observed at BSO and Vardø sections with +0.2°C/+0.05 (Fig. 10b) and +1°C/+0.02 (Fig. 10c) respectively. These changes are represented by the red lines in Fig. 10. The changes at BSO are perhaps made more visible in solid line in Fig. 9b and 9c which show the series of the mean temperature and salinity between 1980 and 2011. The mean has been computed from the database between 50 and 200 m. A trend of about +1°C and +0.2 is found on these series. These values are compatible with those found at Gimsoy section for the ideal Atlantic Water. At the Vardø section, the temperature and salinity of the ideal Barents Sea Water remain nearly constant ( $\approx 0^\circ\text{C}/35$ ). The  $\Theta$ -S diagram from the Nansen Basin is not shown because no changes have been detected in the Arctic waters.

These figures (Fig.10) suggest that the hydrographic changes in the BS are driven by the inflow of Atlantic Water which has become warmer in recent years. This warmer water, coming from the Norwegian Sea, invaded the BS and could prevent or slow down the formation of Barents Sea Water. This increase of Atlantic Water temperature is accompanied by an increase of Atlantic Water volume

transport reported by Årthun et al., 2012.

The results based on the observations are mainly obtained from summer data, and thus ignore the hydrological conditions during the largest part of the year. This may be problematic since the volume of Barents Sea Water, being formed in winter, depends on winter conditions. Hence using numerical models, even though they show biases, may help complementing the information given by the observations and possibly reveal when and where observations are missing.

### II.4.3 Water mass variability from model study

The SINMOD model, which has been previously validated by its authors (see Sect.2.3), is used in this section and the same methods are applied as with observations. The model, as any model, (with a 20km resolution) contains some biases : for example, it overestimates the temperature by about 1°C for the first 12 years between 1980 and 1992 and underestimates salinity by about -0.1 (especially during recent years) along the BSO (dashed line in Fig.9b and 9c). Similar biases are found along the other sections. More globally, the mixed layer is slightly too deep, the deep water is too homogeneous and the Barents Sea Water is slightly too fresher and colder than the observations. However, the winter mechanism of the Barents Sea Water production is correctly represented (Fig.9d) and the density is close to the observed density of the Barents Sea Water ( $\approx 1027.9 \text{ kg/m}^3$ ). But the model is unable to reproduce the trend that we found in the observations for the BSO temperature and salinity (Fig.9b and 9c). Such biases are not unusual for models and the causes of these flaws are numerous (see for example Sundfjord et al. 2007 or Ellingsen et al. 2009). Despite these imperfections, the model correctly reproduces the observed BS seasonal cycle (not shown) and succeeds in capturing the interannual variability.

To characterize the interannual variability, water mass indices have been computed for the SINMOD model, as it has been done for the observations. The correlation between the AO (Fig. 8a) and the Atlantic Water (Arctic Water)

index of the model is equal to 0.42 (-0.23). The correlation between the ice cover and the Atlantic Water (Arctic Water) index of the model is also significant and equal to -0.42 (0.74). As for the observations, the Atlantic Water and Arctic Water index series are strongly anti-correlated (the correlation is about -0.50). These changes can be associated with the variations of the winter net heat flux over the BS; the correlation with the Atlantic Water index series reaches -0.46). This suggests that local mechanisms are important : the interannual changes observed in the Atlantic Water are not only due to remote changes which could occur upstream, for example in the Norwegian Sea.

The model results, which take into account the temperature and salinity values in winter, partly agree with the results obtained from the summer observations, as the water mass variations in the BS are significantly correlated with the sea ice extent. However they differ concerning the AO. Significant correlations between the AO and the Atlantic Water or the Arctic Water indices are found in the model but not in the observations (though the ice extent is related to the principal mode of variability of the atmosphere over the Arctic). This discrepancy could be due to the fact that we only consider summer data in the analysis based on the observations. At last, the model permits to understand how well the Barents Sea Water (black line in Fig.9d) is produced. The largest heat losses of the ocean occur when the differences between the winter air and sea surface temperature are maximum ( $>15^{\circ}\text{C}$ ) and the ice cover is minimum ( $500\,000\text{ km}^2$ ). They can reach up to -200 or -300  $\text{W/m}^2$ . At that time the melt water amount is generally maximum since the ice has melted and consequently the Barents Sea Water volume is small. Indeed, the water column is more stratified, the convection reduced and the Barents Sea Water formation inhibited. These conditions favour the formation of sea ice as illustrated in Fig. 8b (and can be viewed as a negative feedback). This induces the release of a large amount of salt, which in turn favours the formation of denser waters and consequently the Barents Sea Water formation. This mechanism is supported by the well-marked periodicity of the Barents Sea Water index time series (with a dominant period of about 5-6 years)

and the large anti-correlation coefficients between the Barents Sea Water index time-series and the heat loss (-0.65) or the melt water amount (-0.82).

## II.5 Variability of the fronts : a model study

The observations are too sparse – in particular in the eastern part of the BS – to study the variability of the fronts. Consequently, we used the high resolution SINMOD model (see Sect.2) to determine how a change in the climate conditions over the BS could affect the position of the “Southern Front” and “Northern Front” (see Sect.3). To do this, the model has been integrated from 1998 to 2000.

In winter 1998, the AO index was negative and the ice covered more than 750000 km<sup>2</sup> of the BS. The mean air temperature was lower than -6°C. From 1998 to 2000, this situation has dramatically changed : the AO index became positive, the extent of the sea ice decreased by about 300000 km<sup>2</sup>, the air temperature increased by about 6°C, the mean SST by 0.5°C, and the mean temperature across BSO by 1°C (Fig. 8 and 9b). Meanwhile, the volume occupied by the Atlantic Water increased (the Atlantic Water index increased from 25% to 30%, Fig.9a). The contrast between 1998 and 2000 therefore enables us to investigate how the “Southern Front” and “Northern Front” could shift if the climate keeps on warming and the “Atlantification” of the BS continues.

The high resolution numerical model (4km resolution) presents biases quite similar to the low resolution one. The temperature (salinity) is about 1.5°C (0.15) too high in comparison with the observations, the differences reaching 2.0°C (0.25) in the eastern part of the basin. The model underestimates the mean volume of Atlantic Water but is able to represent its variability, as the Atlantic Water index increases by about 3% (from 17% to 20%), which seems acceptable, considering the short period of time (three years) which is analysed. The model also predicts a decrease of the Arctic Water index from 23% to 20%, which seems compatible with the increase of Atlantic Water.

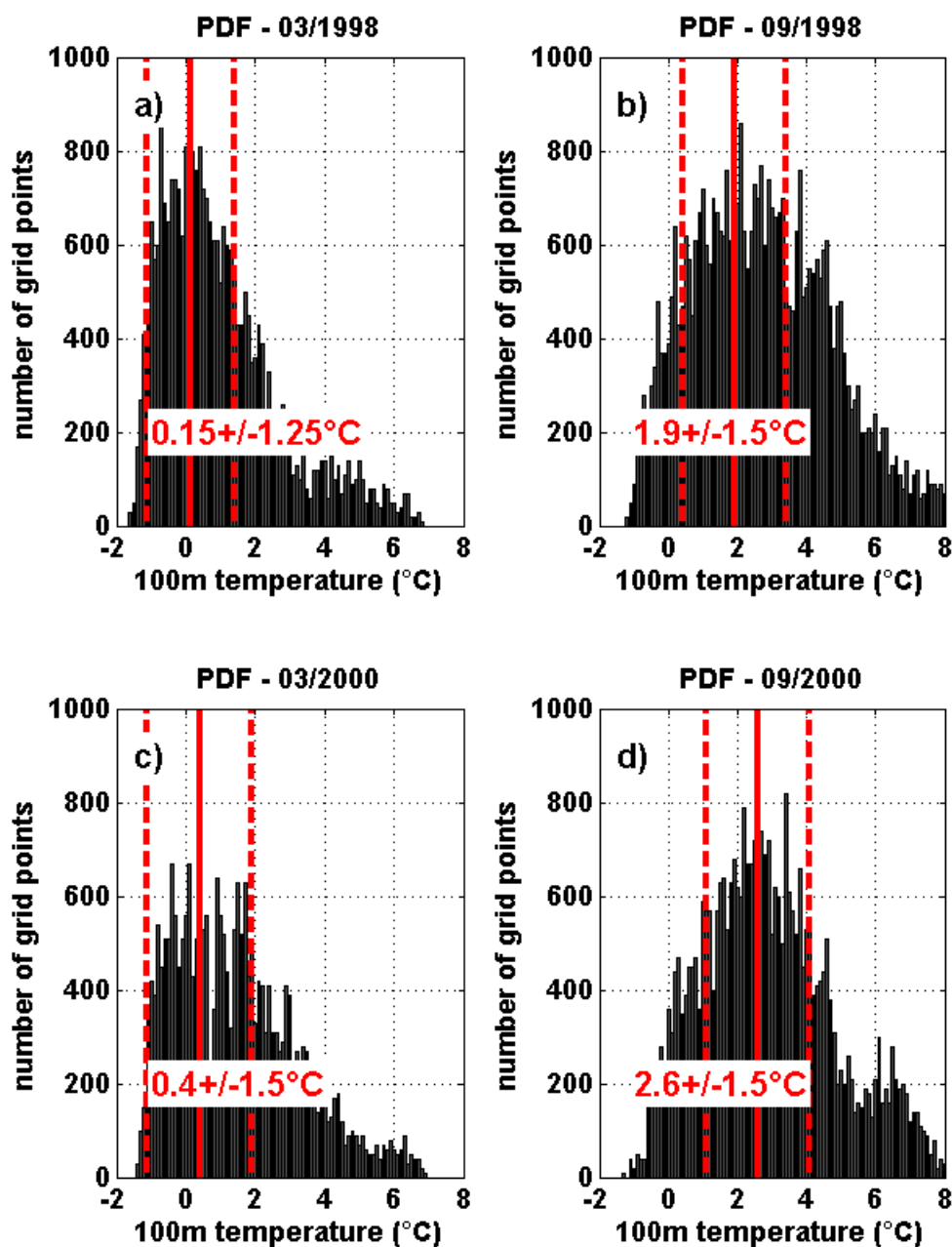


Fig. II.11 Probability Density functions (PDF) of the temperature fields (the period is indicated above each panel).

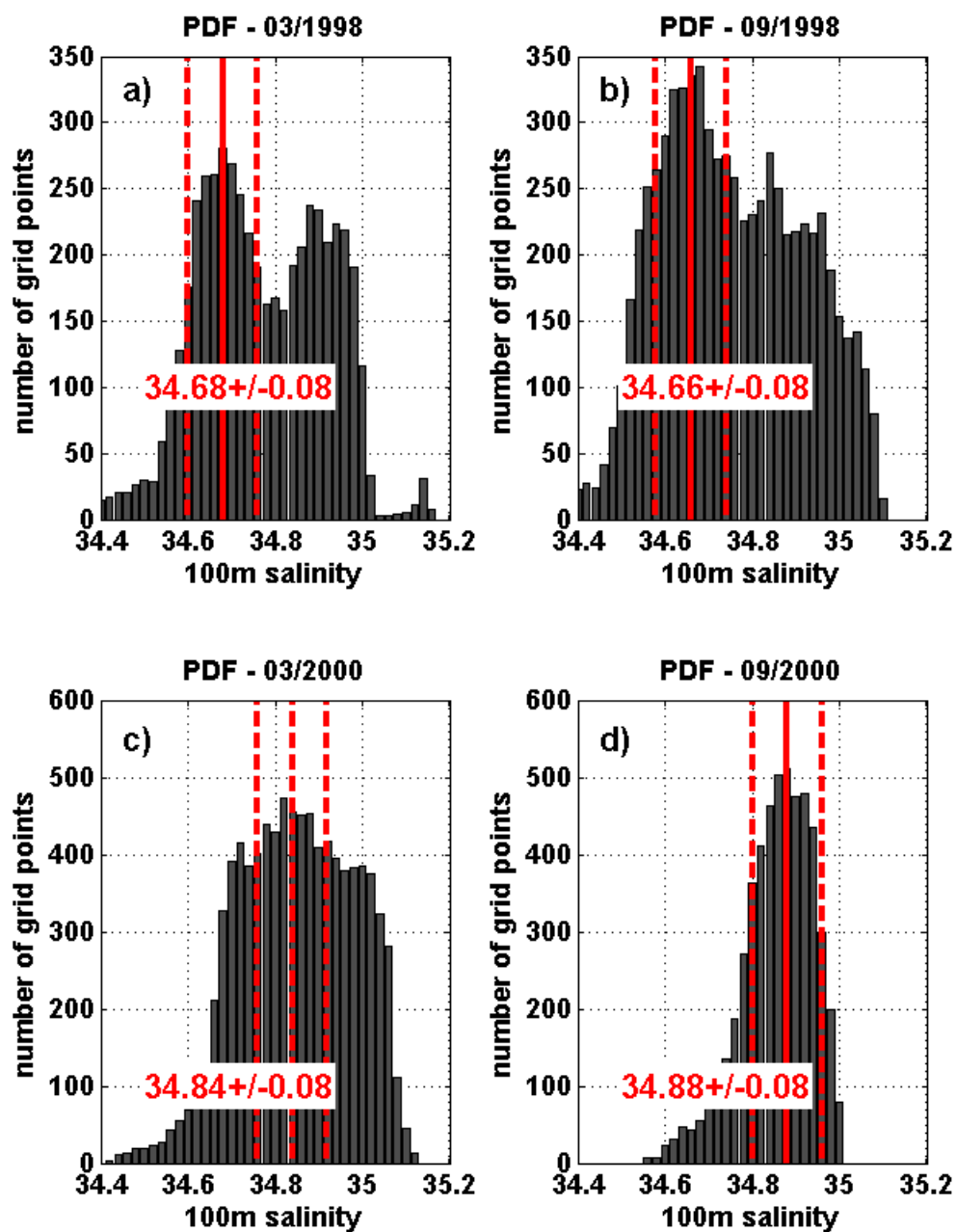


Fig. II.12 Probability Density functions (PDF) of the salinity fields (the period is indicated above each panel).

The technique used to compute the position of the fronts from the observations has been applied for the model results. The PDFs have been computed in summer and winter 1998 and 2000 for temperature (Fig. 11) and salinity (Fig. 12). The corresponding position of the fronts is shown in Fig. 13. The “Northern Front” is associated with the isohalines 34.7 in 1998 and 34.84 in 2000; the “Southern Front” is associated with the isotherms 1.4°C in winter 1998, 3.4°C in summer 1998, 1.9°C in winter 2000, and 4.1°C in summer 2000. The seasonal variability of the fronts (represented by the red and blue lines in Fig. 13) remains weak, even though the salinity gradients are more pronounced during winter : the former, associated with the “Northern Front”, increases from 0.04 to 0.055 km<sup>-1</sup>, The temperature gradients are stronger in summer and the latter, associated with the southern part of the “Southern Front”, increase from 0.3 to 0.4°C/km (not shown).

The interannual variability of the “Northern Front” is also negligible, though the climate conditions have changed. On the contrary, the position of the “Southern Front” is considerably modified, shifting eastwards and northwards, turning around the Central Basin, and following the 200 and 300 m isobaths. The temperature gradient then exceeds 0.06°C/km around the Novaya Zemlya Bank. This shift obviously accompanies the increase of the Atlantic Water volume in 2000. This high resolution numerical experiment therefore suggests that the “Atlantification” of the BS observed during the last decade could induce a northward shift of the “Southern Front”. As the volume of the Barents Sea Water decreases from 20-25% in 1998 to below 5% in 2000, the position of the “Northern Front” did not change.

Contrasting with this result, the observations suggest that the volume of the Barents Sea Water remained nearly unchanged from 1998 to 2000 (see Fig. 9a : no trend is found on the Barents Sea Water index). We thus can expect that the “Northern Front” shifts northwards to accompany the northwards shift of the “Southern Front”. The idealized character of the numerical experiment – which compares two states of the ocean over a short period – explains this difference.

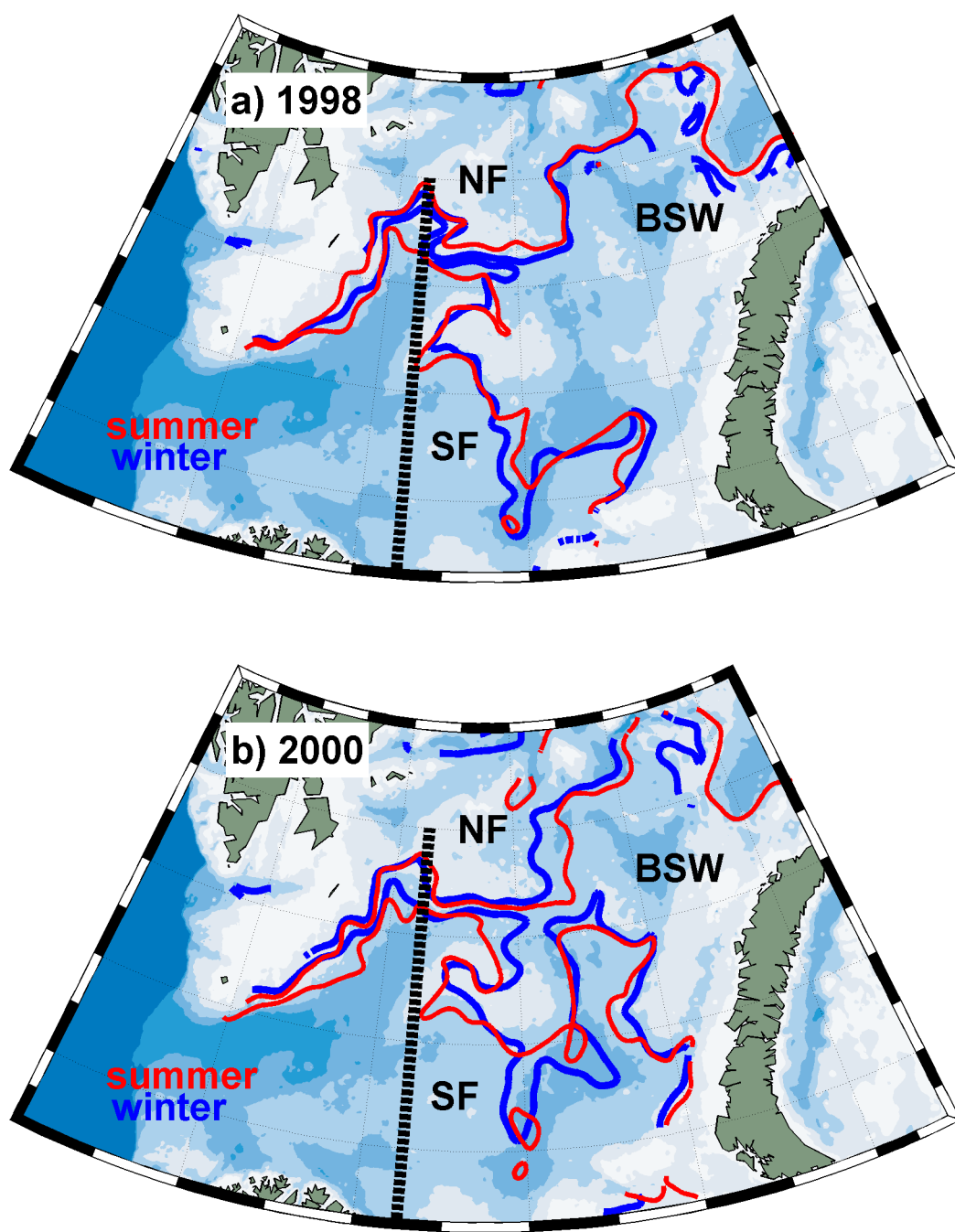


Fig. II.13 Seasonal and inter-annual variability of the “Southern Front” (SF) and “Northern Front” (NF). a) 1998 and b) 2000 ; (red line : summer ; blue line : winter). The bathymetry and Vardø Section are shown.



## II.6 Discussion and conclusions

The results presented in this study have been obtained from a new extensive hydrographic database which is one of the most complete ones at the present time for this region. We built this database by merging the existing data sets with recent Russian data documenting the eastern BS.

Johannessen et al. (2012) and Dalpadado et al. (2012) showed that the area covered by the Atlantic water and the “mixed water” had slightly increased since 1970. The new database revealed that this increase is more important than expected. Indeed we found that the Atlantic water volume had doubled in 30 years. We associate this doubling to the “Atlantification” process suggested by Arthun et al. (2012) as an increase of the Atlantic inflow into the Barents Sea. A saltier and warmer inflowing Atlantic water was observed from the Gimsoy section in the Norwegian Sea, up to the Vardø section in the central BS. Consequently, the domain occupied by the Atlantic Water extended further East and North. This especially affected the Eastern BS at the expense of the Arctic Water that drastically decreased during the last decade, as already observed by Lind et al. (2012). This trend was accompanied by a spectacular increase of the air temperature (Levitus et al., 2009). The last decade was the warmest of the last century (Boitsov et al., 2012) and is also characterized by the largest decrease of the sea ice extent in the BS ever observed (Cavalieri and Parkinson, 2012).

In the western part of the BS, the position of the polar front is constrained by the topography, following the Spitzbergen bank and the Great bank slopes. East of the Vardø section, the polar front splits into two branches, the so-called “Southern Front” and “Northern Front”. The Barents Sea Water is formed between these two fronts by mixing of the Atlantic Water with the Arctic Water and cooling. The eastern part of the BS is thus of first importance because it is the “mixing zone” where the dense Barents Sea Water formation takes place.

The interannual variability is also visible in the oceanic data. Cold (1981-1982, 1987-1988, 1994, 1998, 2003-2004, and 2010) and warm (1984, 1990-1992, 1995,

2000-1001, and 2007-2008) periods have been documented by Furevik et al. (2001) and Adlandsvik and Loeng (1991). Cold and warm events appeared clearly by looking at the variability of the sea ice extent which is a good indicator of climate changes (Serreze et al., 2007). The sea ice extent variability was characterized by a period of about 5-7 years. We found that the variability of the Atlantic Water volume is significantly correlated with that of the sea ice extent : a maximum of the Atlantic Water volume generally corresponds to a minimum of the sea ice cover. The opposite is found for the Arctic Water. The causes of these variations are difficult to determine because of the complexity of the ocean-ice-atmosphere system in the BS; this complexity has been discussed (Karcher et al., 2003; Ingvaldsen et al., 2003; Dickson et al., 2000; Sando et al., 2010 and Arthun et al., 2012). The variations of the Atlantic Water inflow into the BS, which show cycles with a period of about 7-10 years (Bengtsson et al., 2004), could explain the variations of the Atlantic Water volume in the BS. The direct forcing by the atmosphere (westerlies) has an impact on the Atlantic Water inflow in the BS (Ingvaldsen et al., 2002). Finally, the occurrence of Arctic Water is clearly related to the ice cover. More Sea Ice means more Arctic Water and vice-versa. The amount of observed data is sufficient only to extract pertinent scientific information only during summer. In consequence, the analysis of in-situ observations has been done for August-September only. The use of the SINMOD model has enabled to examine the winter situation. This study was made possible because the model represents reasonably well the interannual variability. However, we found that the Atlantic Water and Arctic Water variability is significantly correlated with the AO index in the model, which contrasts with the observations. This might suggest that our data analysis based on the observations should be extended to winter data, even though the latter are scarce, to verify if this discrepancy persists.

Our results agree with Seidov et al. (2015) or Yashayaev and Seidov (2014). They emphasize the role of the AMO in comparison with that of the NAO. The AMO, which is a good indicator of the temperature of the Atlantic water, is more di-

rectly linked to the Atlantic water which flows into the Barents Sea than the AO or the NAO. The corresponding indices characterize global atmospheric changes and their local impact on the BS is more difficult to detect. Moreover, the AO, the AMO and the NAO are strongly correlated and a simple statistical analysis is not able to discriminate between their respective roles.

The variability of the fronts is not well constrained by the relatively few observations, which are particularly scarce in the eastern part of the BS, where the topographic guidance becomes small, allowing large displacements of the fronts. A study, with the high resolution version of the SINMOD model, allowed us to compare the years 1998, during which the winter ice cover was large, and 2000 in which it was small. We found that the Atlantic Water volume slightly increased (by about 3%) and the “Southern Front” significantly shifted northward, while the “Northern Front” remained stationary. This suggests that the process of “Atlantification” could lead to a substantial northward displacement of the “Southern Front”. The Barents Sea Water would then move further north. Aksenov et al., (2010) performed a high resolution ( $1/12^\circ$ ) model study to determine the pathways of the North Atlantic Water into the Arctic Ocean. They found that the branch which flows into the Barents Sea shows complex circulation patterns. The bottom water which is identified in their study lies in the southeastern Barents Sea, close to the area where we observe the Barents Sea Water. Their model study allows them to elucidate the mechanisms which drive its formation, namely full depth convection and mixing. The paths they identify for the Atlantic Water (the Franz Joseph branch and the western part of the Novaya Zemlya Branch) are reminiscent of the frontal structures we describe in the eastern Barents Sea (The “Northern Front” and the “Southern Front”). Note that Karcher et al., (2003) had also suggested a similar pattern in a high resolution model study.

The north-eastern part of the BS is one of the regions of the Arctic that is the most affected by the decline of the sea ice extent. As the sea ice is on the path of the Atlantic Water, it is suggested that the “Atlantification” of the BS could

slow down the formation of sea ice in winter by bringing warmer water in larger quantities (higher Atlantic Water volume), and thus participate in the shrinking of the sea ice cover. This particularly endangers the sea ice of Novaya Zemlya Bank, which is crucial for the dense water formation in this area (Ivanov et al., 2005; note that a quite similar phenomenon has been observed North of Svalbard by Lind and Ingvaldsen (2012)). The formation of dense Barents Sea Water might then not stop.

The BS can be considered as a robust “ocean cooler” and acts like a buffer zone between the World Ocean and the Arctic Ocean (Smedsrud et al., 2013). But at a time of drastic climate change, the ocean-atmosphere-ice system of the BS experiences important modifications. Our study suggests that the eastern part of the BS is the most affected region : Atlantic Water invades this area and has displaced the “Southern Front” northward. The long term response to these changes on the dense water formation in the BS, and therefore on the Arctic ventilation, remains unknown. Finally, the BS accounts for 40% of the primary productivity of the entire Arctic Ocean (Sakshaug, 2004), physical changes such as those described here could have significant impact on the marine ecosystems of the BS.

#### **Glossary of acronyms :**

AMO : Atlantic Multi-decadal Oscillation

AO : Arctic Oscillation index

AW : Atlantic Water

ArW : Arctic Water

BS : Barents Sea

BSO : Barents Sea Opening (BS AW entrance section)

BSW : Barents Sea Water

MW : Melt Water

NAO : North Atlantic Oscillation

NCCF : Norwegian Coastal Current Front

NCCW : Norwegian Coastal Current Water

NF : Northern Front

SF : Southern Front

### **Acknowledgements :**

The research leading to these results has received funding from the European Union under Grant Agreement n° 265863 within the Ocean of Tomorrow call of the European Commission Seventh Framework Programme. The EU project ACCESS is also funding the 3 year PhD of the lead author. The authors are particularly grateful to Michel Crépon for his many reviews. We also want to thank Xavier Capet for his help in the construction of the PDF method, and Michael Field for improvements on the final manuscript. The Hydrographic data were provided by the ICES Data Centre ([www.ices.dk](http://www.ices.dk)) and the Arctic and Antarctic Research Institute, Russia. The SINMOD model is provided by Dag Slagstad from SINTEF fisheries in Trondheim, Norway. The ERA-Interim data were obtained from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts data server. Arctic Oscillation data were down-loaded from JISAO, Seattle, USA. Ice concentration were obtained from SSMI satellite, NSIDC, USA.

## Chapitre III

# Mécanismes de la Variabilité du phytoplancton dans la Mer de Barents

**Résumé :** La mer de Barents représente 40% de la production primaire (Sakshaug et al, 2004) de l'Arctique pour seulement 10% de sa superficie. La zone marginale de glace est connue pour provoquer d'intenses « Ice Edge Bloom » grâce à la stabilisation de la couche de surface avec l'eau issue de la fonte de la glace (Sakshaug and Skjoldal, 1989 ; Strass and Nothig, 1996 ; Sakshaug, 1997). Récemment des concentrations de biomasse phytoplanctonique de 10-20 mg/m<sup>3</sup> ont été mesurées durant ce type d'efflorescence (Wassmann et al. 1999 ; Engelsen et al. 2002). Le front polaire est aussi très important autant pour le phytoplancton (Fernández et al., 1993 ; Kahru et al., 1986 ; Le Fèvre, 1987 ; Mann, 1996) que pour le reste de la chaîne trophique (Franks, 1992 ; Munk et al., 2009). Cette importance s'explique par les mécanismes méso-échelles associés à la structure frontale qui peut générer des flux verticaux de nutriments dus à une augmentation locale du mélange ou des remontées de masses d'eau (Allen et al., 2005), ou des flux horizontaux dus à des transports cross-frontaux (Franks and Chen, 1996).

Ce troisième chapitre est présenté sous forme d'un article à soumettre pour la revue Bio-geoscience : « Mechanisms driving the seasonal and inter-annual phytoplankton variability in the Barents Sea (1998-2014) » (date de soumission prévue pour novembre 2015). Il étudie les impacts sur le phytoplancton des changements décrits dans le Chapitre 2. D'après les résultats du Chapitre 2, la diminution de

la couverture de glace de mer s'accompagne d'une « Atlantification » de la mer de Barents et d'un déplacement plus à l'Est et au Nord des fronts. Comment ces changements vont affecter le phytoplancton de la mer de Barents ? Et quels facteurs vont contrôler cette variabilité autant à l'échelle saisonnière qu'interannuelle ?

Nous montrons que l'efflorescence printanière de phytoplancton tout comme l'efflorescence estivale ont tendance à se déplacer plus au Nord et à l'Est avec une intensité croissante pour les 15 dernières années. Les mécanismes principaux responsables de ces changements sont la retraite de la banquise pour le printemps et l'accumulation d'eau de fonte et le déplacement des fronts pour l'été. Le front polaire ne semble pas jouer de rôle particulier pour le bloom printanier qui est provoqué davantage par des mécanismes de stratification. En revanche, pour l'efflorescence estivale, on montre que le front permet l'apport des nutriments dans la couche euphotique mais que la présence d'une importante quantité d'eau de fonte peut empêcher ce mélange.

---

**Mots clefs :** mer de Barents, phytoplancton, bio-géochimie marine,  
observations Satellite

## Article 2 :

# MECHANISMS DRIVING THE SEASONAL AND INTER-ANNUAL PHYTOPLANKTON VARIABILITY IN THE BARENTS SEA

L. Oziel<sup>1</sup>, J. Sirven<sup>1</sup>, J-C. Gascard<sup>1</sup>

*[1]Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, LOCEAN Laboratory, IPSL, Université Pierre et Marie Curie, F-75005, Paris, France*

*Correspondance : L. Oziel (laurent.oziel@locean-ipsl.upmc.fr)*

CET ARTICLE VA ÊTRE SOUMIS EN NOVEMBRE 2015
---



**Abstract :** We analyze the seasonal and interannual distributions of phytoplankton blooms in the Barents Sea in relation with the sea ice extent and the position of the water masses and the fronts that separate them. To achieve this objective, we used a large collection of in-situ hydro-geochemical database in combination with remotely sensed Chl-a (as an indicator of phytoplankton) and PIC (particulate inorganic carbon as an indicator of coccolithophore presence). The results confirm that two blooms succeed in the Barents Sea along the season : a large one in Spring and a modest one in late Summer. Two different stratification mechanisms are triggering the spring bloom : the heating of the surface layers in the ice-free sea, and the melting of the sea ice along the ice edge. These processes are easy to distinguish, leading some years to two spots of high Chl-a concentration in the Barents Sea. The interannual analysis reveals that the geographical limit of the two spots depends on the sea-ice extent, being confounded (distinct) at high (low) sea-ice extent. These blooms end in June when the nutrients in the surface layers have been depleted. The second bloom begins in July and ends in September and includes coccolithophores. It occurs in the Atlantic and the Norwegian Coastal Waters and is triggered by an enhanced mixing that conveys new nutrients from the deep (under 50 m) into the surface and subsurface layers. It is modest (around 1 mg Chl-a/m<sup>3</sup>) and generally extends up to the “Southern Front”, which separates the Atlantic from the Barents Sea Water. Lastly, the interannual analysis reveals that over the last 16 years, both the spring and summer blooms intensified and extended further north and east.

### III.1 Introduction

The hydrography and dynamics of the Barents Sea are better known than those of the others Arctic shelf seas thanks to the numerous observations obtained over several decades. The warm and saline/salty Atlantic Water flows

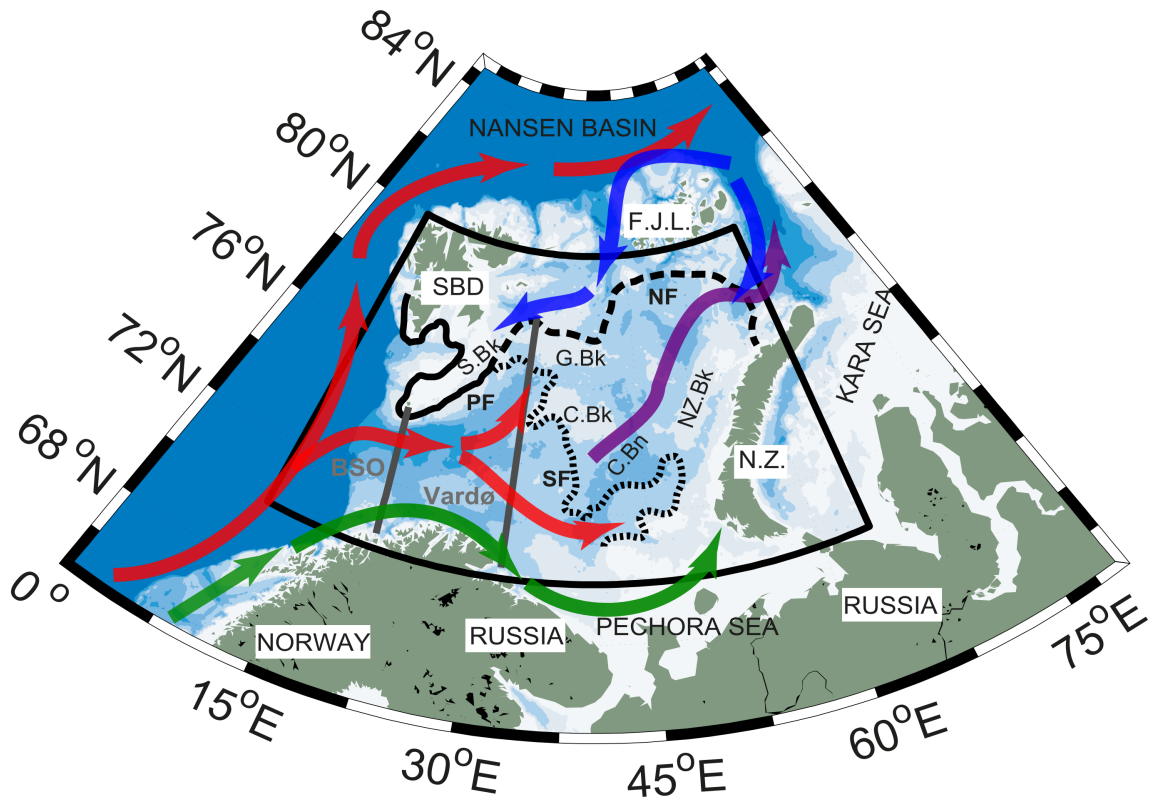


Fig. III.1 Barents Sea map with bathymetry. The black line delimits the studied area. BSO ('Barents Sea Opening') and Vardø sections are in gray. Schematic circulation of the main water masses (Atlantic water : red arrows; Arctic water : blue arrows; Norwegian Coastal Current : green arrows; Barents Sea Waters : purple arrow). The frontal structures (adapted from Oziel et al., 2015) are showing the polar front in solid line, the "Southern Front" in dotted line and the "Northern Front" in dashed line. (SBD = Svalbard, F.J.L = Franz Josef Land, N.Z. = Novaya Zemlya, S.Bk = Spitsbergen Bank, G.Bk = Great Bank, C.Bk = Central Bank, C.Bn = Central Basin).

from the Nordic Seas through the Barents Sea Opening (Fig.1) and occupies the southwestern part of the Barents Sea bordering the Norwegian Coastal Current Water. It meets the cold and fresh Arctic Water flowing from the Nansen Basin. The Polar Front that separates the Arctic Water from the Atlantic Water shows only a weak variability, its position being largely controlled by the bottom topography. Using a new database, Oziel et al. (2015) showed that east of  $30^{\circ}\text{E}$ , the Polar Front splits into two branches : the “southern front” and the “northern front” (see Fig.1, dotted and dashed lines). The former separates the dense Barents Sea Water from the Atlantic Water or the Norwegian Coastal Water and the latter from the Arctic Water.

The impact of the climate change is particularly clear in the Arctic area. Among the marginal seas of the Arctic Ocean, the Barents Sea experiences a noticeable evolution. Arthun et al. (2012) have observed that the winter sea ice extent has dramatically decreased during the last decade by about 50%. The same authors showed that this decrease is partly caused by an increase of the Atlantic inflow, which leads them to introduce the concept of “Atlantification” in the Barents Sea. Dalpadado et al. (2012) and Johannessen et al. (2012) found at the same time a slight increase of the Atlantic Water and mixed water volumes in the Barents Sea. A study based on a larger amount of data (Oziel et al, 2015) suggested that the increase of the Atlantic Water was much more important than anticipated ; indeed the volume of Atlantic Water has more than doubled (from  $33 \times 10^3 \text{ km}^3$  to  $84 \times 10^3 \text{ km}^3$ ) over the last thirty years. In contrast, the volume of the Barents Sea Water seemed unchanged over the same period. These changes were associated with northwards shifts of the northern and southern fronts (Oziel et al., 2015).

The Barents Sea is the place of intense biological activity since it occupies only 10% of the Arctic surface but represents 40% of the total primary production of this region (Sakshaug et al. 2004). This phytoplankton richness has been attributed to an accumulation of nutrients in winter, which is controlled by the Atlantic Water inflow from the Nordic seas (Wassman et al., 2006). Rat'kova et Wassman

(2005) identified 201 algae species. Among these are three main phytoplankton functional types of importance for driving biogeochemical cycles (see Lequ  r   et al., 2005 for a definition) : the diatoms (*Chaetoceros spp.*, *Nitzschia spp.*, *Thalassiosira spp.*), the Phaeocystis (*Phaeocystis pouchetii*), and the coccolithophores (*Emiliana huxleyii*, Ehux.).

The abundance of these types shows a strong seasonal variability. The spring bloom is mainly composed of diatoms and *P. pouchetii* which relative abundance varies stochastically between years (Degerlund and Eilersten, 2009). However, the same authors showed that the phytoplankton composition do not vary importantly in space over the whole Barents Sea. A second, less intense bloom begins at the end of July in a stratified and low-nutrient environment, ends in September and is dominated by coccolithophores (Smith et al. 2004). Hovland et al. (2014) also observed that coccolithophores were dominant on the Atlantic side of the polar front on the Spitzbergen Bank in summer 2007.

The environmental factors that control these phytoplankton blooms, have been investigated by Signorini and McClain (2009), making use of a combination of remotely sensed and hydrographic data. They showed that the spring bloom in the southwestern Barents Sea is supported by the large nutrient stock accumulated in winter. The spring bloom starts with the increase of the photosynthetically available radiation (PAR), surface temperature and a concomitant decrease of the mixed layer depth (MLD) due to stratification. The spring bloom peaks in May, reaching a mean satellite derived Chl-a  $> 2.0 \text{ mg/m}^3$ , then significantly decreases in June (Chl-a  $< 1.0 \text{ mg/m}^3$ ) partly because of nutrient depletion and zooplankton grazing. The second bloom develops in July-August-September and includes coccolithophores as suggested by the remotely sensed PIC concentration (Signorini and McLain, 2009). According to these authors a thin mixed layer (of about 20 m), a warm sea surface temperature and a high PAR create favorable conditions for this species.

In the northern Barents Sea, a phytoplankton bloom also develops in spring when the sea ice begins to melt and forms a stable shallow mixed layer preventing phy-

toplankton of vertical excursion out of the euphotic layer (Sakshaug and Skoldal, 1989). Biomass as high as 20 mg Chl-a/m<sup>3</sup> have been observed (Kogeler and Rey, 1999 ; Wassmann et al., 1999 ; Engelsen et al., 2002). The bloom suddenly ceases after depletion of nutrients in the mixed layer.

As an extension of the study of Signorini and McClain (2009), we here analyze how the interannual variability of the environment may have an impact on the mechanisms driving both phytoplankton blooms in the Barents Sea. Particular attention is given on the different functional types that can be distinguished using satellite ocean color data : coccolithophores from PIC and “non-calcifying phytoplankton” from Chl-a distributions. Our objective is to link the bloom areas to the different water masses and fronts identified in Oziel et al. (2015). Practically, we will investigate how the observed climate-driven hydrographic trends i.e., the increase of Atlantic Water volume and the shifts of the northern and southern fronts, may affect the distribution of the ‘non-calcifying’ and coccolithophore blooms in the Barents Sea.

The analyses will be based on the hydrographic dataset built by Oziel et al., (2015), a bio-geochemical database (Chl-a and nutrients) and satellite derived products (Chl-a, PAR, PIC) available over the period 1997-2014.

## III.2 Material and Methods

The study domain (Fig.1) extends in longitude from 10°E to 65°E and in latitude from 70°N to 80°N (black polygonal line). It covers an area larger than the one considered by Signorini and McClain (2009) and is large enough to include the ice edge in April and May and thus the corresponding ice edge bloom.

### III.2.1 In-situ data

#### a physical data

The International Council for the exploration of the Sea (ICES, <http://ocean.ices.dk>) and the Arctic and Antarctic Research institute (AARI, Ivanov et al., 1996 ; Ko-

rablev et al., 2007) provided hydrographic data (Nilsen et al., 2008) that have been merged in a new database (Oziel et al. 2015). This new database contains more than 130,000 CTD profiles and thus constitutes one of the most complete hydrographic collection of the Barents Sea.

From these data, we have computed the mixed layer depth and the Brunt-Väisälä frequency. The mixed layer depth has been obtained by applying the method suggested by Peralta-Ferriz and Woodgate (2014). The potential density difference  $\Delta\rho(h)=\rho(h)-\rho(0)$  is computed between the depth  $h$  and the surface. The depth  $h$  for which this difference reaches the threshold value  $\Delta\rho=0.1 \text{ kg/m}^3$  then defines the mixed layer depth. The Brunt-Väisälä frequency  $N$ , which characterizes the stability of the water column, is computed by using the approximate relation  $N^2 = (g/\rho)(d\rho/dh)$  where  $g=9.8\text{m/s}^2$ ,  $\rho$  is the density and  $h$  is depth.

Monthly maps of SST,  $\sigma_0$  and MLD have been then derived by optimal interpolation within the studied area on a regular grid ( $0.5^\circ$  longitude x  $0.25^\circ$  latitude).

#### **b Bio-geochemical data**

Dissolved inorganic nutrients (nitrates, dissolved silicates and phosphates) and Chl-a have been provided by the Institute of Marine Research in Bergen (IMR Norway). The data cover the 1980-2010 period with about 6200 stations. Analytical methods are described in Wassmann et al. (1990) and Wassmann (1991).

#### **III.2.2 Satellite data**

Sea ice concentration data are obtained from monthly composites provided by the National Snow and Ice Data Center (USA, see Cavalieri et al., 1996) for a grid resolution of  $25 \text{ km}^2$ . The data set was obtained by processing the brightness temperature given by microwave radiometers such as SSMI and covers the period 1979-2014.

The Globcolour database (<http://hermes.acri.fr>) provides a level-3 continuous database built on the merging of level-2 data from four satellite ocean color sen-

sors : the MEdium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS), the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), the Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) and the Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS). These sensors measure visible and infrared light, which is mainly scattered and reected by the Earth's surface and atmosphere. Such remotely sensed information is only available when there is no cloud and sea ice and when the sky is lit by the sunlight. The satellite data set has a 4.6 km spatial resolution and was generated by using the Garver-Siegel-Maritorena model (Maritorena et al., 2002) and the algorithm, developed by Maritorena and Siegel (2005). This database is composed of weekly and monthly maps of euphotic depth, Photosynthetic Available Radiation (PAR), Chl-a (case water I), particulate inorganic carbon (i.e. calcium carbonate concentration or PIC) for the period 1997-2014. Note that remote sensing can only detect Chl-a in open water. Consequently the under-ice phytoplankton and sea-ice microalgae cannot be accounted for though their existence may substantially contribute to the primary production (Gosselin et al., 1997).

The PIC product is used to estimate the coccolithophore abundance. This phytoplankton was indeed found abundant at 73.36°N, 26.48°E during August 2003 (Smith et al., 2004) and was observed at latitude as high as 80°N, 30°E (Hegseth and Sundfjord, 2008). Coccolithophores are formed by a coccophore surrounded by coccoliths (external calcium carbonate plates). A coccolithophore bloom produces and sheds the excess coccoliths into the water column (Paasche, 2002). The latter are the major source of backscattering of light from the ocean (Balch et al., 1991). The presence of coccoliths in the surface ocean enables coccolithophore blooms to be detected by satellite remote sensing (e.g. Iglesias-Rodríguez et al., 2002 ; Balch et al., 2005). A robust relationship between the amount of backscattered light and coccolith concentration provides the estimation of the PIC concentration at the ocean surface (Gordon et al., 2001 ; Balch et al., 2005). The satellite-derived Chl-a has already been assessed and validated in the Barents Sea in several studies (i.e ; Mitchell et al., 1991 ; Engelsen et al., 2002 ; Qu

et al., 2006 ; Signorini and McClain, 2009 ; Dalpadado et al., 2014). Kogeler and Rey, (1999) and Engelsen et al., (2002) have shown that the satellite product is a good estimator of the Chl-a in the first 40-50 meters of the central Barents Sea. The binning of the Chl-a product is obtained by masking coccolithophores which cells contains a very small amount of Chl-a ( $<0.3 \text{ pg cell}^{-1}$  ; Daniels et al., 2014). The mask excludes pixels for which coccolithophores are detected by using reflectance thresholds independent from the PIC (Moore et al., 2012). This process thus excludes the estimation of Chl-a associated with the presence of coccolithophores. We use it as a proxy of the biomass of the noncalcifying phytoplankton. Remotely sensed Chl-a and PIC are thus used to discriminate non-calcifying phytoplankton (“other phytoplankton”) and coccolithophores types.

### III.2.3 Model

We use results from a numerical simulation performed with the general circulation model SINMOD when the observed hydrological data are too sparse, especially in the eastern Barents Sea. SINMOD (an acronym for SINtef Ocean MODEL) is a three dimensional ocean circulation model coupled with an ice model (Hibler, 1979) and a bio-geochemical model with two phytoplankton groups. It was developed and used for over 25 years at the Scientific and Industrial Research Foundation (SINTEF) in Norway (see Slagstad and Wassmann, 1996, for a detailed description). Numerous studies used it (let us quote Ellingsen et al., 2008 ; Wassman et al., 2010 ; Reigstad et al., 2011 ; Oziel et al, 2015). Here, we use it to specify the position of the fronts, following the technique described in and validated by Oziel et al. (2015).

## III.3 Results

### III.3.1 Seasonal variability of the phytoplankton in the Barents Sea : climatology.

Fig.2 shows the climatological weekly variations of Chl-a and PIC for the



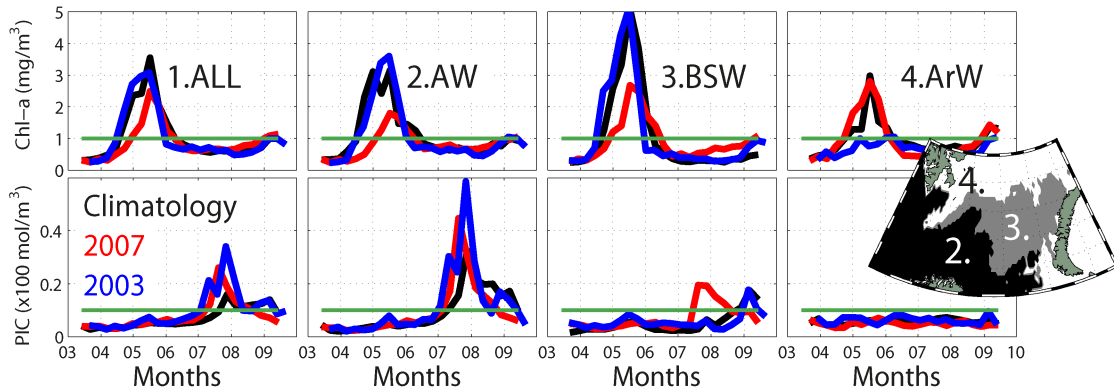


Fig. III.2 Comparison of the Climatological, 2003 and 2007 Seasonal cycles of satellite Chl-a ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) and PIC ( $\text{mol}/\text{m}^3$ ) for different areas (1 = All the BS, 2 = Atlantic Water domain, 3 = BSW domain, 4 = Arctic Water domain).

period 1997-2014 averaged over the whole Barents Sea, and over the domains occupied by the Atlantic Water, the Barents Sea Water and the Arctic Water. The limits of these domains have been determined by computing the position of the Polar Front, the Northern Front and the Southern Front from the model SIMMOD (see details of the method in Oziel et al., 2015).

The usual seasonal trend (e.g. Signorini and McClain, 2009) is retrieved in Fig.2. The PIC seasonal signal lags the Chl-a signal by about 3 months. A large Chl-a maximum of about  $3.5 \text{ mg}/\text{m}^3$  occurs in May and forms the spring bloom. It is twice more intense in the area occupied by the Barents Sea Water than in the area occupied by the Atlantic Water or the Arctic Water. From July to August, Chl-a maintains at about  $0.7 \text{ mg}/\text{m}^3$  reaching  $1 \text{ mg}/\text{m}^3$  in September. The PIC does not exceed  $0.0005 \text{ mole}/\text{m}^3$  from April to July but increases after, reaching a maximum of about  $0.0014 \text{ mole}/\text{m}^3$  in August in the Atlantic Water, before starting to decrease. The Chl-a/PIC ratio estimated by Daniels et al. (2014) for the coccolithophore *Emiliania Huxleyii* spp. is about  $0.72 \text{ g}/\text{mol}$ . So a maximum PIC concentration of  $1.4 \text{ mmol}/\text{m}^3$  is equivalent to  $1 \text{ mg}/\text{m}^3$ . Under the condition that PIC signal corresponds to alive coccolithophores, the coccolithophore blooms would be of the similar magnitude than the non-calcifying summer phytoplankton bloom.

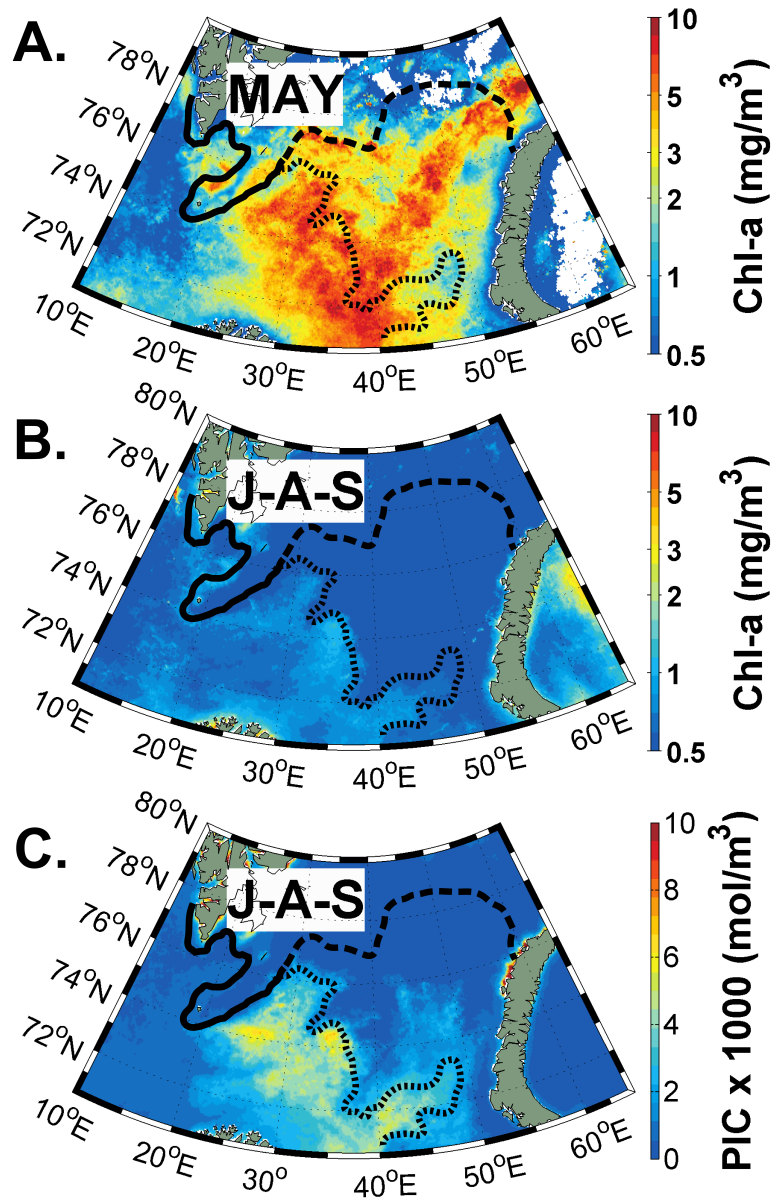


Fig. III.3 Climatology monthly maps of chl-a ( $\text{mg/m}^3$ ) for (a) May and (b) July-August-September and (c) PIC ( $\text{mol/m}^3$ ) (1997-2014) for July-August-September. The Polar Front is in solid line, the Southern Front in dotted line and the Northern Front in dashed line.

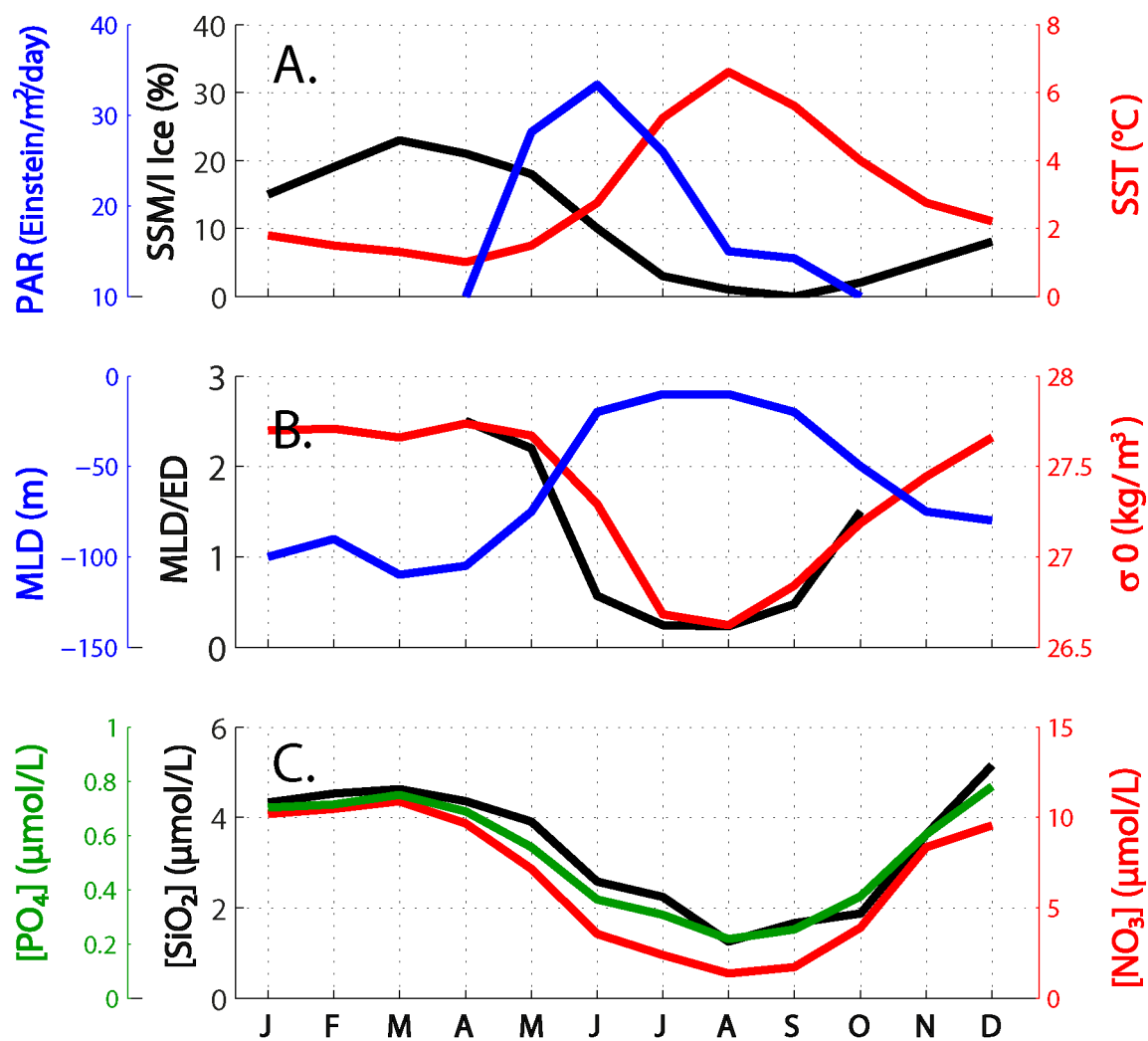


Fig. III.4 Hydrological and bio-geochemical seasonal cycle parameters averaged within the studied area. PAR= Photosynthetical Available Radiation; SSM/I Ice = Ice Concentration measured by SSM/I satellite; SST= Sea Surface Temperature; MLD= Mixed Layer Depth; MLD/ED = MLD/ Euphotic Depth;  $\sigma_0$  = potential density anomaly. Nutrients are derived within the BSO section between 0 and 200m.

The spring bloom is described based on the May Chl-a distribution in the Barents Sea. Spots of high concentrations ( $>2 \text{ mg/m}^3$ ) are observed almost everywhere except west of  $20^\circ\text{E}$  and north of the Polar and Northern Fronts (Fig.3A). Yet, Chl-a  $>5\text{mg/m}^3$  are retrieved in the Nord-East of the Barents Sea around the current which flows toward the Kara Sea (Fig.3A). The Chl-a summer climatology map (Fig.3B), obtained by averaging monthly Chl-a of July, August and September, points low concentration ( $<1 \text{ mg/m}^3$ ) north of the Polar and Southern Fronts. Southwards, Chl-a averages  $1\text{-}2 \text{ mg/m}^3$  with a local maximum of about  $3 \text{ mg/m}^3$  at  $74^\circ\text{N}\text{-}35^\circ\text{E}$  (Fig.3B). As for non-calcifying phytoplankton, the PIC summer climatology (Fig.3C), show the highest concentrations south of the Southern Front, i.e.,  $0.006 \text{ mol/m}^3$  around  $74^\circ\text{N}\text{-}35^\circ\text{E}$  and remains  $0.003 \text{ mol/m}^3$  in the rest of the study domain. Both PIC and Chl-a summer distributions are associated with the Atlantic Water and are very consistent with the pattern of the Southern Front.

The global picture of light and nutrient conditions leading to wax and wane of the blooms in the Barents Sea are shown in Fig.4. Fig.4C shows that high nutrient stocks are available in winter. Their decrease starts in spring when the upper mixed layer shallows (Fig. 4B) due to a combination of incident PAR and temperature increases, and sea ice melting (Fig.4A). The subsequent stability of the upper water column triggers the phytoplankton spring bloom (Fig.2) which maximum is regulated by the available nutrients (Fig.4C). At that time the sea surface temperature might be too low to permit the development of coccolithophores (Pasquer et al., 2005).

Let us note MLD/ED (Fig.4B) the ratio of the Mixed Layer Depth to the Euphotic Depth. When  $\text{MLD/ED} > 1$ , the phytoplankton can be transported out of the euphotic layer and the conditions for a spring bloom are generally not reached. When  $\text{MLD/ED} \leq 1$ , the phytoplankton can develop because it remains in the euphotic layer. Surprisingly here, the mixed layer depth reaches the euphotic depth ( $\text{MLD/ED}=1$  in Fig.4B) only in early June, when the spring bloom begins to dwindle. However, in the areas where the Chl-a concentration is high,

we verified that this ratio was generally close to 1 (not shown).

The algae associated with the spring bloom consume the nutrients available in the surface layer. The latter cannot be efficiently supplied by new nutrients originating from the nutrient-rich deep layers because the water column is stable. In August, when the stability of the water column weakens and the mixed layer begins to deepen (Fig.4B) new nutrients are conveyed (Fig.4C) and a second bloom can occur (Fig.2). At that time, sea surface temperature reaches its maximum ( $6^{\circ}\text{C}$ ; Fig.4A) and coccolithophores might find favorable conditions to develop. This analysis corresponding to the climatological situation in the Barents Sea might be misleading because it hides both geographical (Fig.2) and interannual variability. To illustrate this particular feature, we analyze two extreme years chosen based on their sea ice extent departure from the climatology : the ‘warm’ 2007 showing the lowest sea ice extent and the ‘cold’ 2003 with the maximum extent. The year 2007 is also one of the most documented in our hydrological and bio-geochemical database, which facilitates the study.

### **III.3.2 The seasonal variability of the phytoplankton during a warm year : 2007.**

The sea ice extent was low in 2007, i.e.,  $420000 \text{ km}^2$  for a total area of the Barents Sea of  $1.4 \text{ M km}^2$ . The southernmost latitude reached by the ice edge remained above  $77^{\circ}\text{N}$  (red line in Fig.5).

#### **a “Other phytoplankton” and coccolithophore geographical distribution**

The 2007 spring bloom started in late April as for the climatological year but reached a magnitude much smaller than from the climatology in each water mass (Atlantic Water, Barents Sea Water) except for the Arctic waters (Fig.2). The Chl-a maxima are roughly twice smaller than those corresponding to the climatology for the Atlantic Water and Barents Sea Water domains. In April, biomasses higher than  $1 \text{ mg Chl-a /m}^3$  are only retrieved along the ice edge and the Southern Front (respectively the red line and the dotted line in Fig.5). In

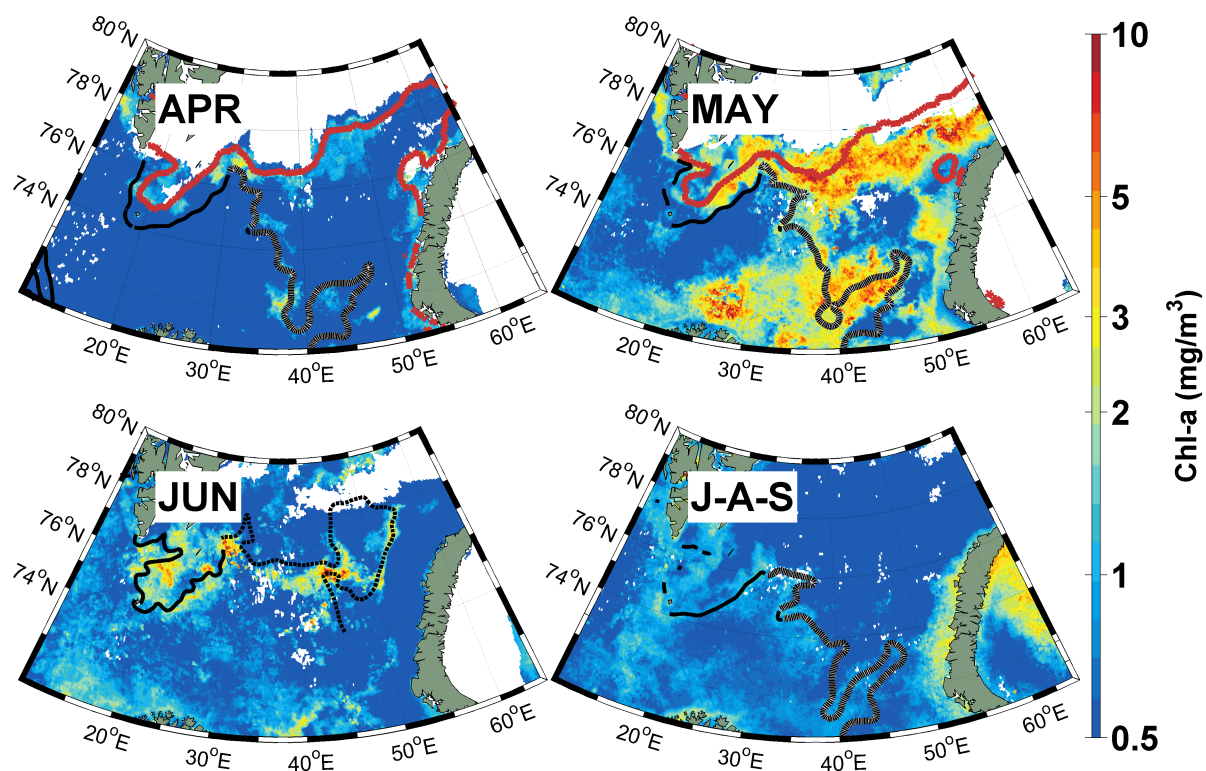


Fig. III.5 Maps of Chl-a ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) during April, May, June and July-August-September 2007. Red line is the Ice Edge, solid line is the Polar Front, dotted line is the Southern Front, dashed line is Northern Front.

May, when the bloom reaches its climax, concentrations larger than  $10 \text{ mg/m}^3$  are observed close to the ice edge (or the polar and Northern Front), south to  $75^\circ\text{N}$  along the Southern Front, and close to the Norwegian coast around  $72^\circ\text{N}$ - $20^\circ\text{E}$ .

As the ice maintained in the northern part of the Barents Sea in 2007, the ice-edge spring bloom was clearly distinct from the bloom retrieved in the Atlantic and coastal waters. This separation reveals the existence of two different vertical stratification mechanisms triggering the spring bloom onset : by ice-melting close to the ice edge and by warming of the upper layers in the ice-free ocean.

Phytoplankton decreases in June with however some Chl-a ( $1\text{-}3 \text{ mg/m}^3$ ) maintaining along the polar and northern fronts (solid and dashed lines in Fig.5c) until their complete removal in July (not shown). In summer modest concentrations of Chl-a are mainly found along the Polar and Southern Front (Fig.5d). PIC concentrations  $> 0.003 \text{ mol/m}^3$  are retrieved east of  $30^\circ\text{E}$ , in the Atlantic Water, and along the Polar and Southern Fronts where they can reach  $0.008 \text{ mol/m}^3$  (Fig.6). Comparison with the August Chl-a map (Fig.5d) suggests some possible co-existence of coccolithophores and non-calcifying phytoplankton. Yet, coccolithophores are mainly found in the southernmost part of the Barents Sea and around the Southern Front in the eastern part of the basin (Fig.6).

### III.3.3 Crossed section Vardø

Mechanisms controlling phytoplankton blooms in 2007 were analyzed thanks to the physical and biogeochemical parameters available along the Vardø crossed section (Fig.7) located in a central place where the Norwegian Coastal Water, the Atlantic Water, the Arctic Water and the Barents Sea Water coexist (Fig.1). These water masses have been defined based on temperature, salinity and density criteria (Oziel et al., 2015). In summary the Atlantic water is characterized by a salinity  $S > 34.7$  and a temperature  $T > 3^\circ\text{C}$  (the density anomaly is generally larger than  $27.6 \text{ kg/m}^3$ ), the Arctic water by  $S < 34.4$  and  $T < 0^\circ\text{C}$ , the Barents Sea water by  $\sigma > 27.8 \text{ kg/m}^3$  ( $T < 3^\circ\text{C}$   $S > 34.7$ ) and the Norwegian Coastal

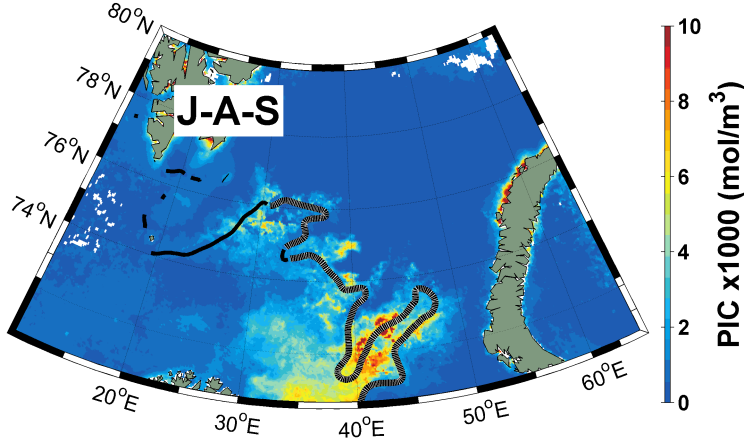


Fig. III.6 Maps of PIC x 1000 ( $\text{mol/m}^3$ ) during July-August-September 2007. Solid line is the Polar Front, dotted line is the Southern Front.

Water by  $S < 34.4$  and  $T > 3^\circ\text{C}$ . From these physical parameters, the mixed layer depth (MLD) and the Brunt-Väisälä frequency ( $N^2$ ) have been computed (sect.2). Note that Chl-a presented here differ from those retrieved from satellite data. Here no distinction is made between coccolithophores and non-calcifying phytoplankton.

In winter (March), the atmospheric and ice conditions over the Barents Sea ensure a strong mixing over the whole water column. Fig.7 compares the concentration of the nutrients  $\text{NO}_3$  and  $\text{SiO}_2$  in January and March. In January, the concentration generally exceeds 10.5 mol/L for  $\text{NO}_3$  and 4.5 mol/L for  $\text{SiO}_2$  when the depth exceeds 200 m. On the contrary, close to the surface, it may be smaller than 8.5 mol/L for  $\text{NO}_3$  and 3.5 mol/L for  $\text{SiO}_2$ . Because of the winter mixing, the difference of concentration between deep waters and surface waters is attenuated; and, in March the concentration of  $\text{SiO}_2$  for example only ranges between 3.7 and 5.6 mol/L, whatever the depth. Before the bloom begins, the water column (see Fig.8a) is thus homogeneous and unstable ( $N^2 < 0$ ) and the mixing is still important over the whole water column. Nutrients, expressed by the nitrate concentrations, are everywhere abundant with a slight maximum of about 11 mol/L around  $74^\circ\text{N}$ , in the area which separates the Atlantic Water



from the denser Barents Sea Water which is formed in winter (Fig.8). Unfortunately the lack of data in May prevent analysis of the spring bloom along the section.

Unfortunately, we do not have sections along Vardø in May 2007. Only a few sections exist (for instance in 1991). Considering these results and the section of 1991, it is possible to guess what occurred generally in May. In the southern part of the basin, the surface water slightly warms up and thus allows the water column to become more stable. In the northern part, melt water progressively mixes with the surface water, which creates a layer of lighter water over the dense, well mixed water. The concentration in Chl-a remains high during all the month. Between these two regions, the stratification remains moderate and the vertical mixing remains high. The stability of the upper layer is thus not sufficient to permit a development of the phytoplankton comparable with that observed at lower or higher latitude. This picture of the Vardø section in May is compatible with the 1991 section (not shown) and the map shown in Fig.5 which shows a relative minimum of Chl-a in the central part of the Barents Sea.

In summer (July), nitrates remain  $< 4$  mol/L in the upper 40m, and does not exceed 1 mol/L in the mixed layer (blue dotted line in Fig.8b). As a consequence, the Chl-a concentration is generally close to 0 near the surface, in agreement with the satellite data (not shown). Chl-a maxima are to be found just below the mixed layer and above the euphotic depth, i.e., at a depth where nitrate is about 2-4 mol/L and light is sufficient. Furthermore two regions of high surface Chl-a can be distinguished. One is located around  $76^{\circ}$ - $77^{\circ}$ N, close to the Southern Front which separates the Barents Sea Water from the Atlantic Water. This frontal structure intensifies vertical exchanges in the water column (Allen et al., 2005) as agreed by the minimal value of the Brunt-Väisälä frequency  $N^2$  (Fig.8). This process conveys nutrients to the surface layers, probably from sub-surface Atlantic Water or Barents Sea Water. The latter are immediately consumed by the phytoplankton. The second high Chl-a spot is visible around  $70^{\circ}$ - $72^{\circ}$ N in the Norwegian Coastal Water receiving from March to July a substantial input

of freshwaters due to the important run-off occurring in spring. This nutrient-rich fresh Coastal Water could invade the surface layer south to 74°N and cover the denser Atlantic Water, favoring the phytoplankton development. This phytoplankton bulk is quite visible in September, when Chl-a reach concentrations  $> 2 \text{ mg/m}^3$  around 71°N (Fig.8c) but rapidly decrease along the section. The low Chl-a observed above 50 m between 72°N and 75°N in the mixed layer might be due to the loss of water column stability in the Atlantic Water as suggested by the Brunt-Väisälä frequency  $N^2$  (Fig.8). This loss of stability is caused by the atmospheric changes that occur in late August and early September. The atmosphere becomes colder and the wind intensifies, which induces a cooling of the upper layers of the ocean and a more important mixing. This mixing in the Atlantic Water enables the nutrients to move upwards as illustrated in Fig.8c for nitrates; for example, the 11  $\text{mg/m}^3$  isoline (red line) rose of about 50 m around 74°N between July and September. Lastly, a second spot of Chl-a maximum of however modest magnitude ( $< 1.3 \text{ mg/m}^3$ ) is shown around 76-77°N. This maximum is associated with the Southern Front (which separates the Atlantic Water from the Barents Sea Water) and the Polar Front (which separates the Atlantic Water from the Arctic Water mixed with the fresh surface water coming from the previous melting of the ice). This pattern agrees with the maps of Fig.5 : they show that the phytoplankton is mainly found in the southern part of the Barents Sea along the Southern Front and thus confirms the quality of the satellite data. Furthermore their analysis provide insight on the physical and biogeochemical mechanisms responsible of the observed geographical pattern, which is needed for understanding interannual variability.

#### **III.3.4 The seasonal variability of the phytoplankton during a cold year : 2003.**

In 2003, the maximum sea ice extent was almost twice that observed in 2007, covering some 700 000  $\text{km}^2$  (50% of the Barents Sea extent, see Fig.9); the ice edge approximately followed the 74°N parallel.

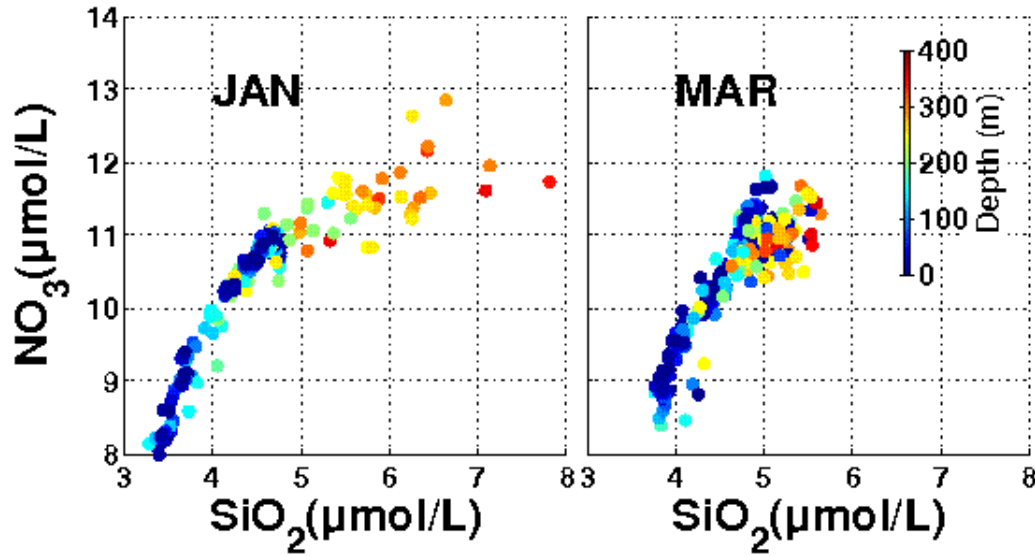


Fig. III.7 Nitrates vs. Silicates diagrams with depth in color for winter 2007.

#### a “Other phytoplankton” and coccolithophore geographical distribution

Globally, the characteristics of the spring bloom during this cold year resemble those of a climatological year excepted in the Arctic Water domain where Chl-a maintains low concentration the year round (Fig.2). The difference with 2007 is striking when comparing the Chl-a distributions obtained in May (Fig.5 and 9). In the ice-free area, Chl-a generally exceeds  $3 \text{ mg/m}^3$  in 2003 with some maxima at  $30 \text{ mg/m}^3$ . Moreover, the geographical separation between the ice-edge and the open sea bloom identified in 2007 is no longer visible in 2003. These two blooming events superimpose in the same area, leading to some spots of very high Chl-a concentration (Fig.9). Let us note however that the large maxima observed in 2003 may also result from an enhanced nutrient input from the Atlantic Water through the Barents Sea Opening (e.g., nitrate is about  $+0.5 \text{ mol/L}$  larger in 2003 than in 2007, Fig.12D). Moreover, storms have been recorded in late May 2003, which increased the mixing, and thus allowed an additional supply of nutrients from the deep layers of the ocean and hence an increase of the Chl-a concentration (see Pozdnyakov et al., 2014).

The summer coccolithophore bloom began in early July and cumulated in August

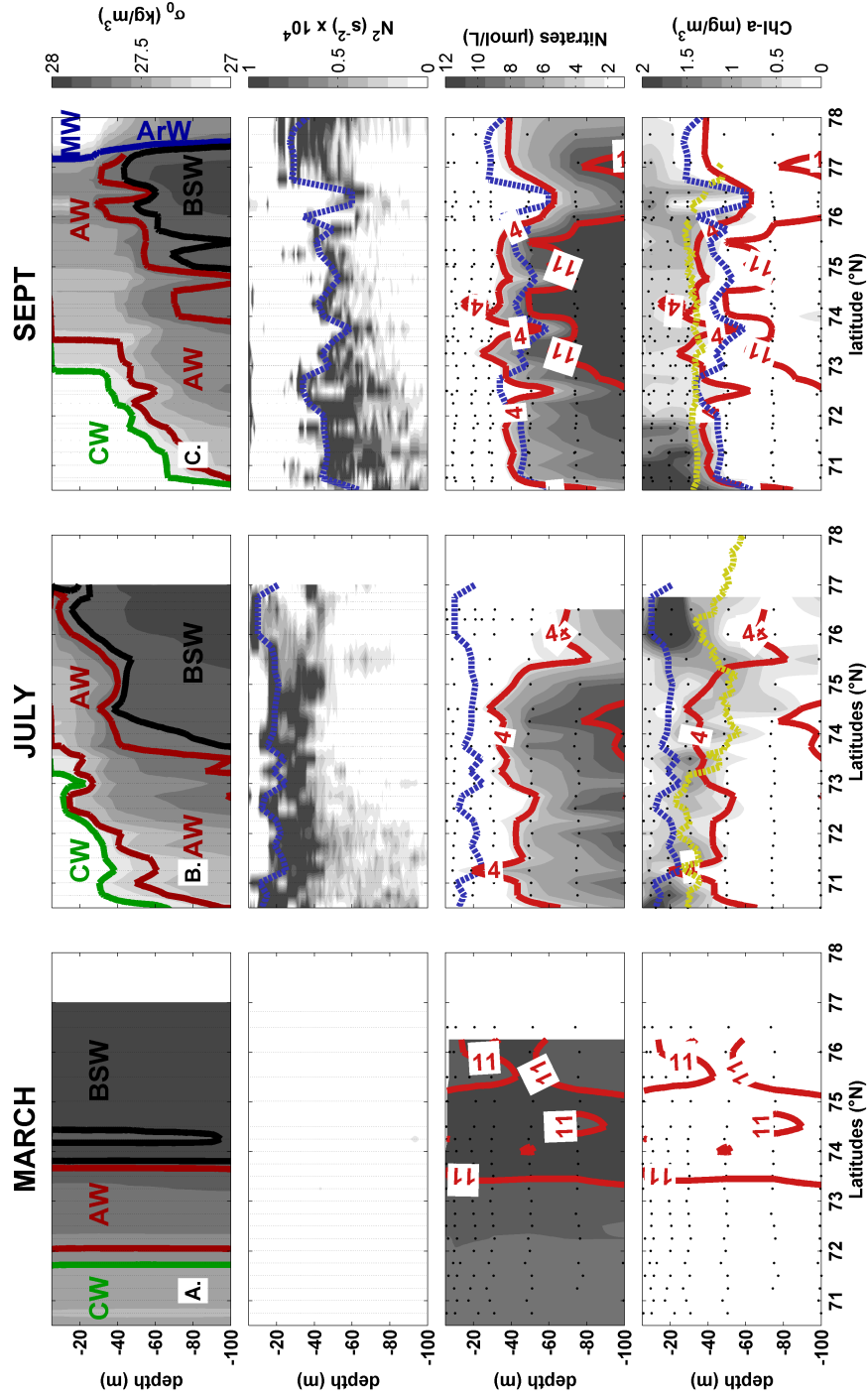


Fig. III.8 Vardø section in March (A) July (B) and September (C) 2007 of potential density anomaly ( $\text{kg/m}^3$ ), Brunt Vaisala frequency  $N^2(\text{s}^{-2})$ , Nitrates ( $\text{M}=\text{mol/L}$ ) and Chl-a ( $\text{mg/m}^3$ ). Blue dashed line = MLD, red lines = 4 and 11 mol/L nitrate isolines, yellow dashed line = Euphotic depth. CW = Coastal Water, AW = Atlantic Water, BSW = Barents Sea Water, ArW = Arctic Water, MW = Melt Water.

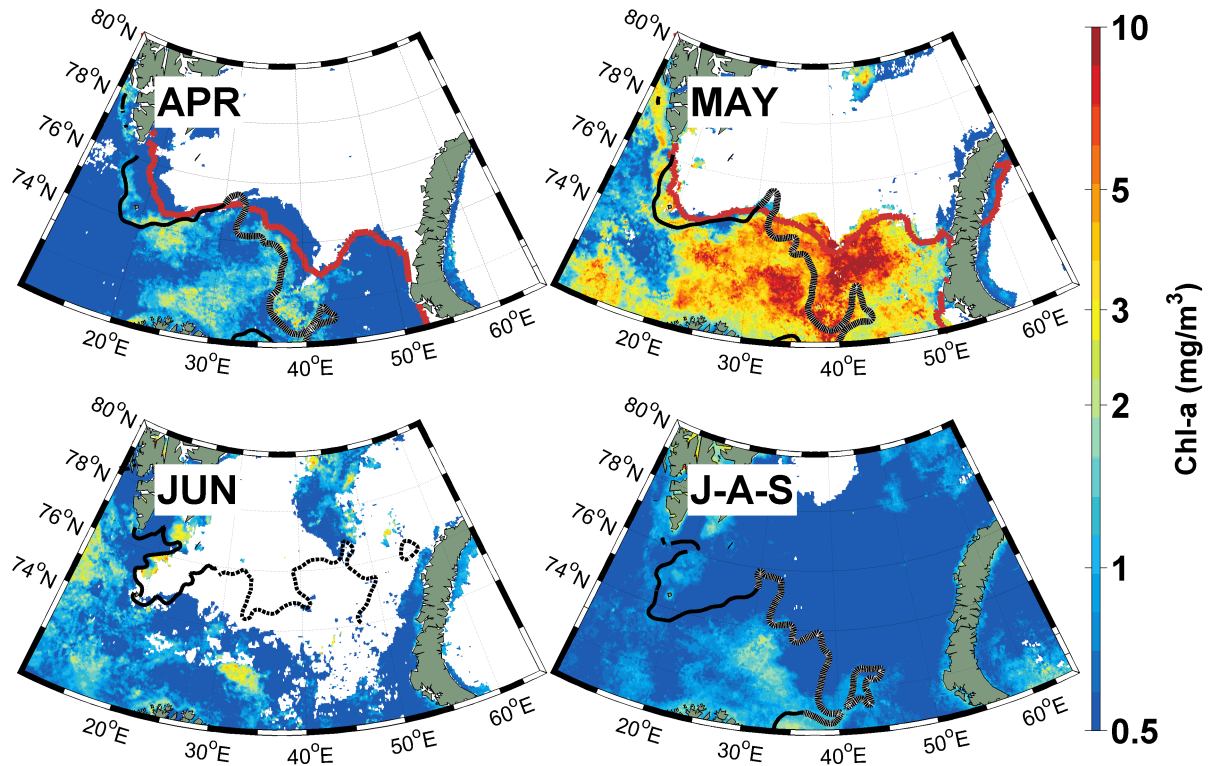


Fig. III.9 Maps of Chl-a ( $\text{mg/m}^3$ ) during April, May, June and July-August-September 2003. Red line is the Ice Edge, solid line is the Polar Front, dotted line is the Southern Front, dashed line is Northern Front.

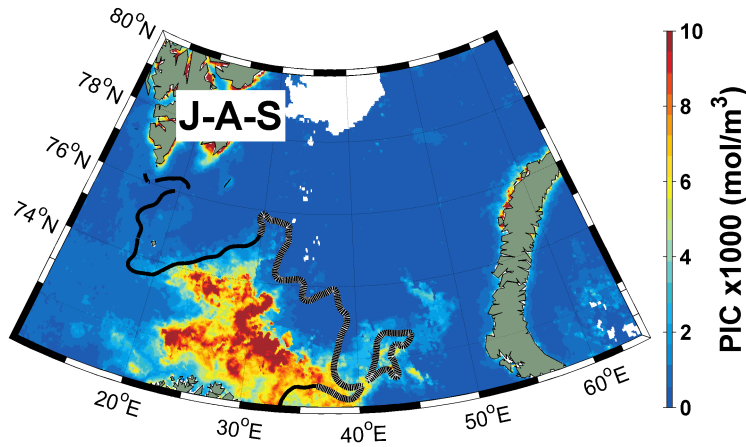


Fig. III.10 Maps of  $\text{PIC} \times 1000 \text{ (mol/m}^3\text{)}$  during July-August-September 2003. Solid line is the Polar Front, dotted line is the Southern Front.

when the PIC concentration in the Atlantic Water reached values twice higher than during both 2007 and the climatological year (Fig.2). In agreement the geographical distribution of PIC shows spots of high concentration (about  $0.01 \text{ mol/m}^3$ ) in a large area occupied by the Atlantic Water (Fig.10). Non-calcifying phytoplankton shows also some spots of high Chl-a in the same area with values around  $3 \text{ mg/m}^3$  around  $30^\circ\text{E}$ ,  $73^\circ\text{N}$  (Fig.9D). Contrasting with the climatology or the year 2007 (Fig.5 and 6), the (non-calcifying phytoplankton and coccolithophores) blooms do not end along the Southern Front that separates the Atlantic Water from the Barents Sea Water but expand further south (around  $74^\circ\text{N}$ ) and west (around  $30^\circ\text{E}$ ).

### III.3.5 Crossed section Vardø

Mechanisms behind the summer bloom formation can be analyzed from the physical and biogeochemical data collected along the Vardø section in September 2003 (Fig.11). A spot of high Chl-a concentration ( $> 2 \text{ mg/m}^3$ ) sustained by nutrients carried by fresh Coastal Water as in 2007, was recorded up to about  $72^\circ\text{N}$ , then quickly decreases about  $0.75 \text{ mg/m}^3$  (Fig.11A,D). The moderate Chl-a concentration observed between  $72^\circ\text{N}$  and  $74^\circ\text{N}$ , in the first 40m of the Atlantic

Water, are made possible by the loss of stability of the water column and the deepening of the mixed layer depth down to 50m (the isopycnal are vertical and the Brunt-Väisälä frequency slightly decreases ; Fig. 11A,B). As in 2007, this loss of stability is caused by the atmospheric changes that occur in late August and early September. But, contrasting with 2007, water characterized by a density anomaly smaller than  $27.2 \text{ kg/m}^3$  is now found north of  $74^\circ\text{N}$  and above 30m. These low values suggest that this water comes from the mixing of surface Arctic Water with melt water, resulting in low nutrients and Chl-a values. Higher values of Chl-a are found at the basis of this layer, in an area which can receive nutrients from the deeper layers thanks to the vertical mixing. In particular a subsurface maximum is found at 50m depth around  $76-77^\circ\text{N}$ , close to the front which forms the northern boundary of the Atlantic Water. This sub-surface Chl-a maximum is not detected by remote sensing illustrating the importance of in-situ observations to complete them.

### III.3.6 Interannual variability and trends over the period 1997-2014.

The distinct geographical patterns of phytoplankton spring distribution evidenced for a cold and a warm year defined on a sea-ice extent criterion, was generalized on basis of remotely sensed data of Chl-a and PIC obtained between 1997 and 2014. The latter were analyzed after their grouping according to their sea ice extent anomaly (Fig.12a), making use of the criterion of  $500000 \text{ km}^2$ . A  $\pm 50000 \text{ km}^2$  sea ice extent anomaly has been chosen as the criterion in order to be drastic enough to select extreme years because the standard deviation of the winter sea ice extent is about twice larger ( $125000 \text{ km}^2$ ). Two methods were applied considering the trend observed between 1997 and 2014 (Fig.12a). After removal of the trend, the years 1998, 2003, 2004, 2010, and 2014 (blue disks in Fig.12a, this set is below referred to as ICE+) are qualified as ‘cold’ while 2000, 2006, 2007, 2008, and 2012 (red disks in Fig.12a, this set is below referred to as ICE-) are categorized as ‘warm’. Without consideration of the trend, only the years 1998, 2003, and 2004 (referred to as ICE++) can be qualified as ‘cold’ and

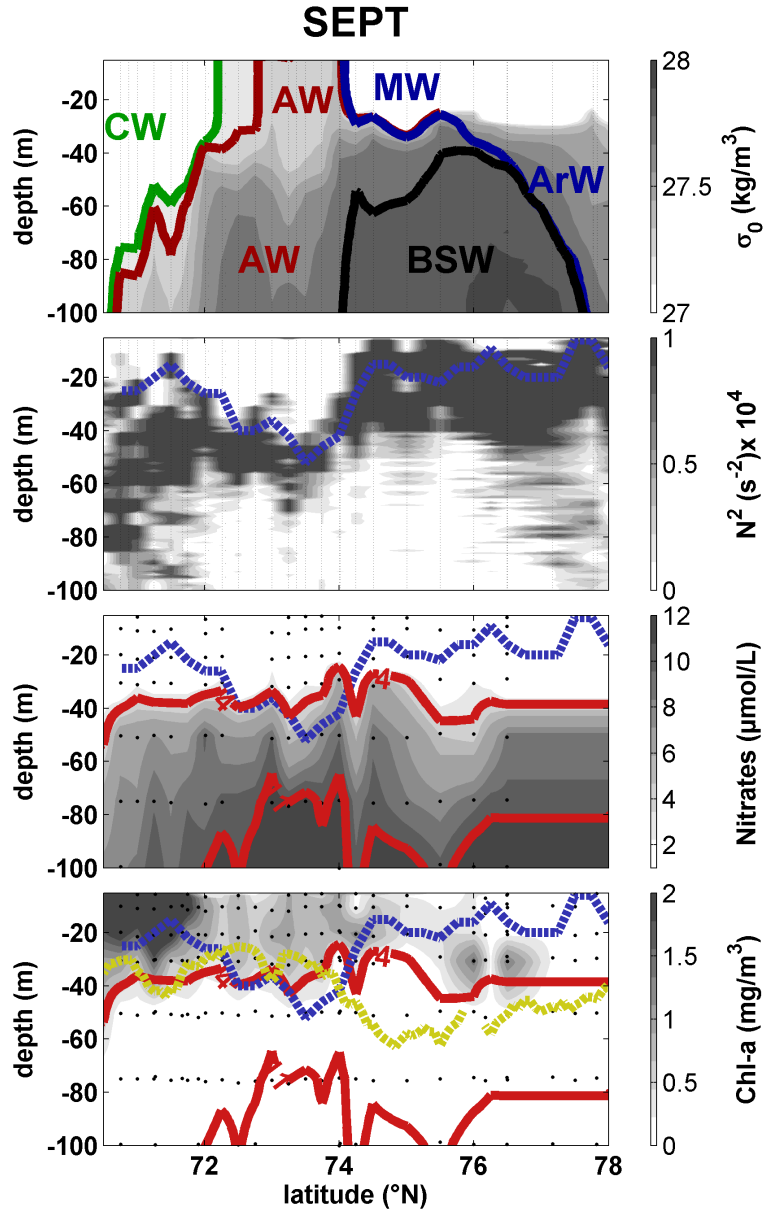


Fig. III.11 Vardø section in September 2003 of (A) potential density anomaly (kg/m<sup>3</sup>), (B) Brunt Vaisala frequency  $N^2$  (s<sup>-2</sup>), (C) Nitrates (μmol/L) and (D) Chl-a (mg/m<sup>3</sup>). Blue dashed line = MLD, red lines = 4 and 11 μmol/L nitrate isolines, yellow dashed line = Euphotic depth. CW = Coastal Water, AW = Atlantic Water, BSW = Barents Sea Water, ArW = Arctic Water, MW = Melt Water.



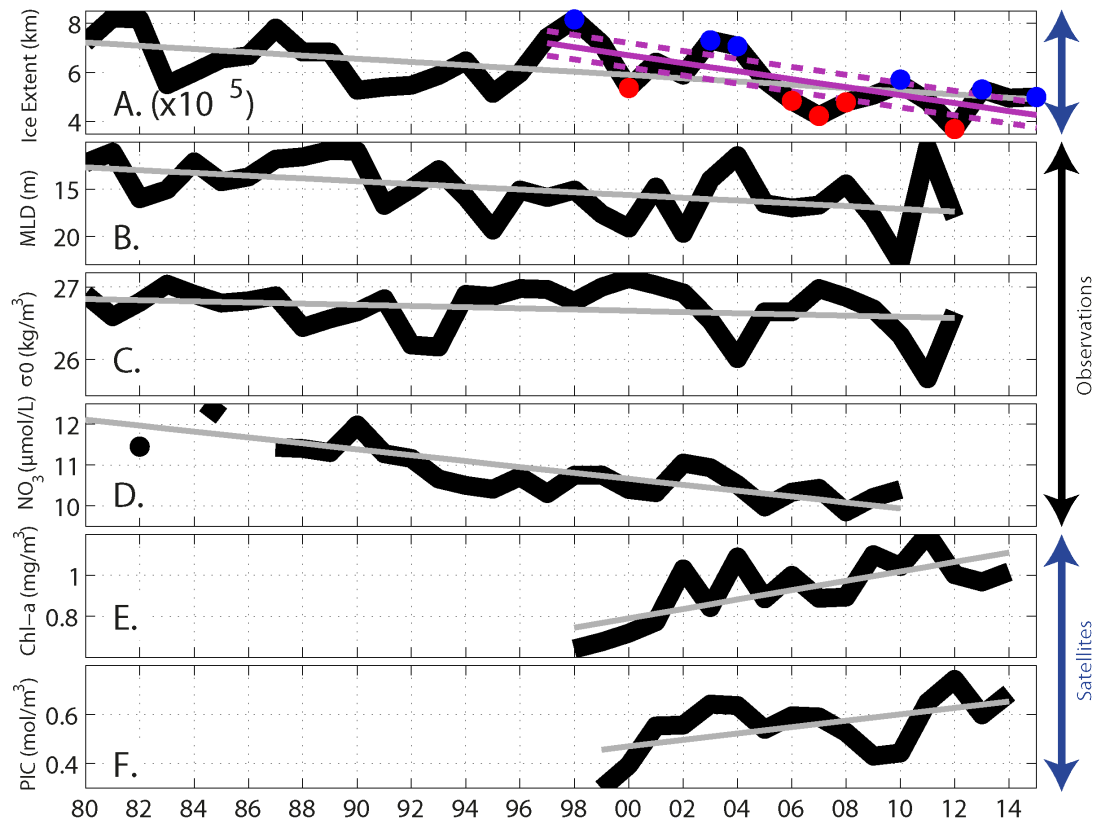


Fig. III.12 Inter-annual variability (1980-2012) of Winter maximal Sea Ice extent (A) summer Mixed Layer Depth (MLD) (m) (August-September) (B) difference between  $\sigma_0$  at 100m and surface (August-September) (C) Winter (january-March) nitrates concentration (0-200m) (D) Annual integrated Satellite Chlorophyll-a (Chl-a) (E) and Particulate Inorganic Carbon (PIC) (F).

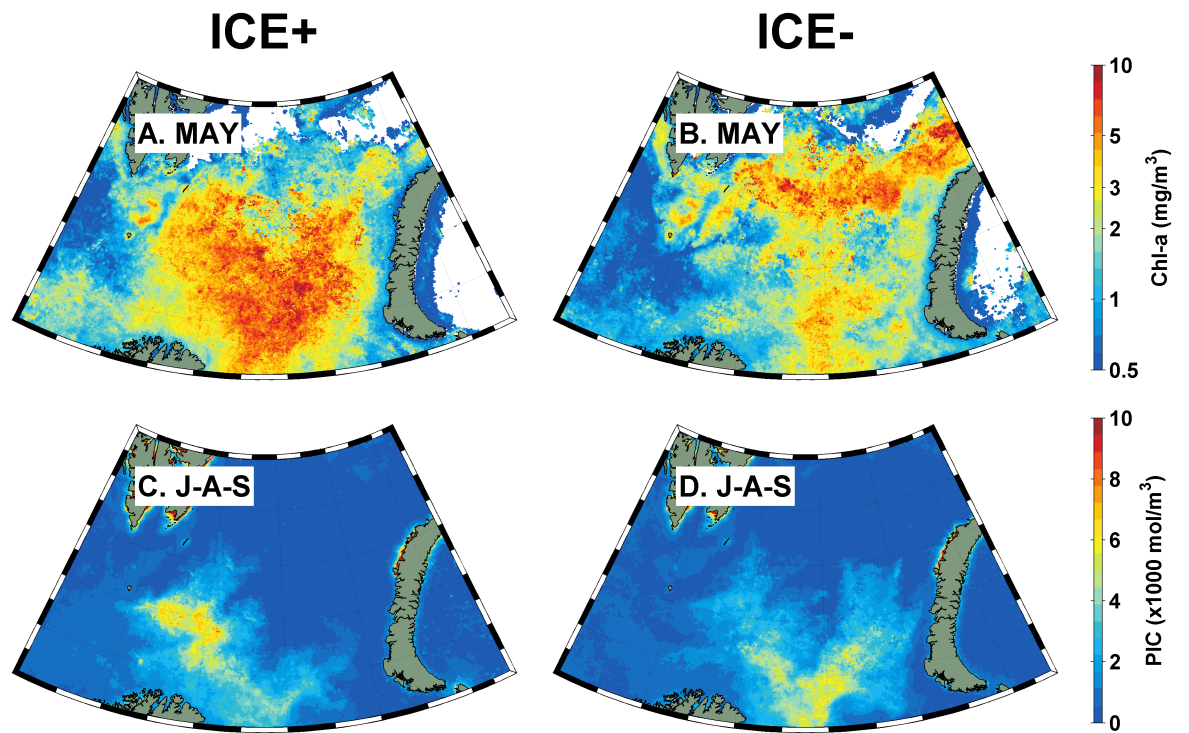


Fig. III.13 Composites maps of spring (May) Chl-a ( $\text{mg/m}^3$ ) (top panels) and summer (July-August-September) PIC ( $\text{mol/m}^3$ ) (bottom panels) for the ICE+ years (left panels) and ICE- years (right panels).

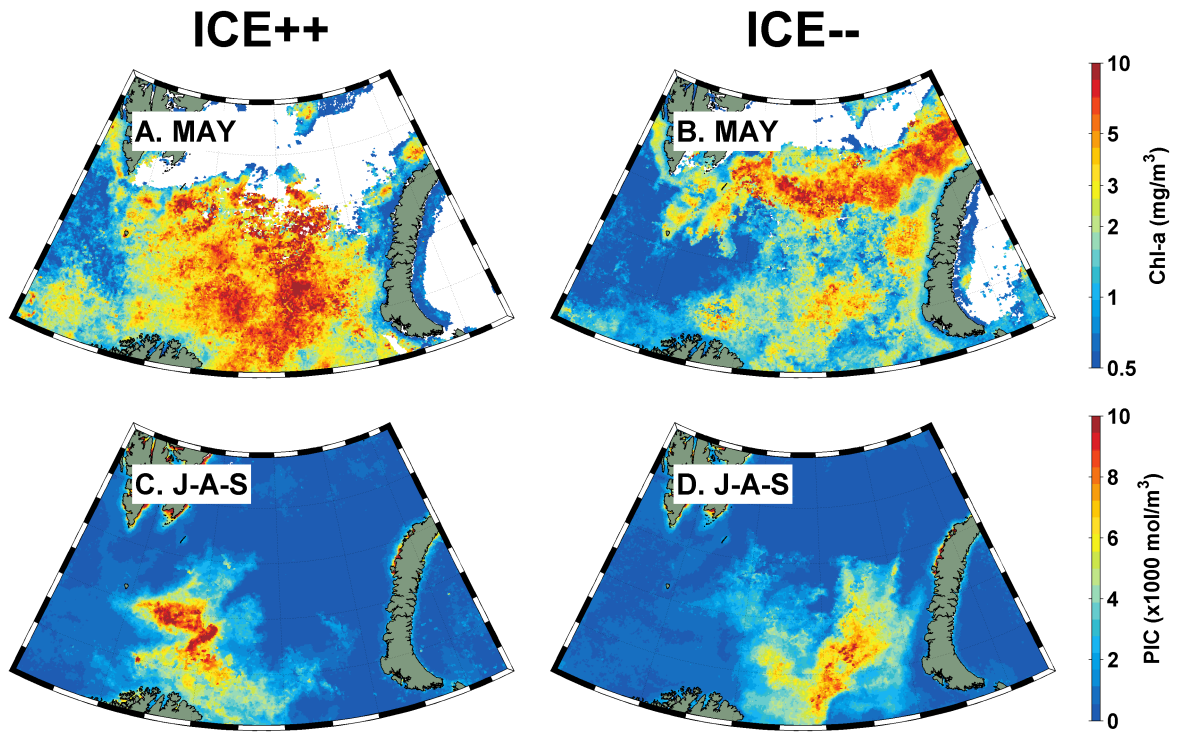


Fig. III.14 Composites maps of spring (May) Chl-a (mg/m<sup>3</sup>) (top panels) and summer (July-August-September) PIC (mol/m<sup>3</sup>) (bottom panels) for the ICE++ years (left panels) and ICE- - years (right panels).

2007 and 2012 (referred to as ICE−) as ‘warm’. These two different assemblages have been used to build the composite maps shown in Fig.13 and 14.

Supporting features observed in 2007, the Chl-a composite maps of May for ICE− (Fig.13) or ICE− (Fig.14) show two spots of high Chl-a concentrations associated with the ice edge and in the open sea but separated by an area of low Chl-a around 75°N. This feature is obviously more pronounced for ICE− since the used criterion is more severe. On the contrary, during cold years (ICE+ in Fig.13 and ICE++ in Fig.14), the phytoplankton is more uniformly spread over the Barents Sea and corresponds to the overlapping of the ice-edge and open sea phytoplankton blooms evidenced for warm years. This is because of the more southern position of the ice edge than during the warm years.

The differences during the summer (July, August, and September) bloom are perhaps more spectacular than for the spring bloom and still corroborate the results obtained for 2007 and 2003. When the ice cover extent has been minimal in winter (composites ICE− and ICE− in Fig.13 and 14), the PIC maxima are mainly retrieved east of 35°E. They inhabit Norwegian Coastal and Atlantic Waters up to the Southern Front but with some excursions in the Barents Sea (ICE− : Fig.14). On the contrary, when the ice cover has been maximal (composites ICE++ and ICE+), PIC spots are mainly found west of 35°E and maintains far from the Southern Front.

The winter sea ice extent is not the only mechanisms determining the position of phytoplankton blooms in the Barents Sea. Mechanisms favoring open sea stratification and input of new nutrients are as important.

Our analysis suggests that the mean mixed layer depth in August-September deepened of about 15 cm/year (Fig.12B). This value is much smaller than the one estimated by Peralta-Ferriz and Woodgate (2014) who found a deepening of about 50 cm/y. However, these authors used a smaller data set which only covered the southwestern part of the Barents Sea; this could explain the difference between the results. The deepening of the mixed layer depth is a direct consequence of the decreasing winter sea ice (Fig.12A) that produces a smaller

volume of melt water during summer. Consequently the density difference between the surface layer and the subsurface layers is reduced. This clearly appears in Fig.12C where the difference between the surface density and the density at 100 m is shown; a trend of about  $-0.015 \text{ kg/m}^3/\text{y}$  is visible. This trend however disagrees with the increase of the stratification in summer reported by Smetacek and Nicol (2005), Wassman and Reigstad (2011) and Erga et al. (2014).

The reduced difference between the surface and subsurface densities (Fig.12C) enables mixing and deepens the mixed layer, entraining new nutrients and a subsequent increase of Chl-a and PIC. In agreement the annual concentration of Chl-a and PIC, estimated on basis of the amount of pixels available for each year, have respectively increased by about +49% and +44% (Fig.9e and 9f) between 1998 and 2014.

### III.4 Discussion and Conclusions

This study is the first attempt to link the interannual variability of phytoplankton blooms with water masses distribution in the whole Barents Sea over 17 years. To achieve this, we used the hydrographic database developed by Oziel et al. (2015), crossed sections of physical and biogeochemical (nutrients and Chl-a) data provided by the institute of Marine Research in Bergen and remotely sensed Chl-a and PIC data obtained from the Globcolour database (<http://hermes.acri.fr>). The use of remotely sensed Chl-a and PIC enabled us to analyze separately the variability of non-calcifying phytoplankton and coccolithophore occurrences. Several other studies making use of satellite-derived PIC (Signorini and McClain, 2009; Hopkins et al., 2015), revealed indeed the importance of coccolithophores in the Barents Sea in summer. In agreement our analysis shows the development of a significant coccolithophore bloom between July and end-August while the spring bloom is dominated by non-calcifying phytoplankton (Fig.2). Interestingly enough, the importance of the retrieved PIC concentrations varies interannually and between water masses, being dominant

in the Atlantic Water, moderate in the Barents Sea Water et nearly absent in the Arctic Water (Fig.2). The magnitude of the spring bloom of non-califying phytoplankton varies interannually and between water masses. Mechanisms driving the geographical distribution and magnitude of non-calcifying phytoplankton spring and coccolithophore summer blooms are discussed hereafter.

Currently, stratification initiates phytoplankton spring blooms (i.e. Engelsen et al. 2002; Qu et al. 2006) by preventing large vertical excursions of phytoplankton where sunlight does not penetrates. Two different stratification mechanisms were clearly identified in this study : heating in the southern and central ice-free Barents Sea and melting along the ice edge. During cold years when the ice cover during the previous winter is important (sea ice extent anomaly  $>50000 \text{ km}^2$ ), these two processes overlap and allow a large buildup of Chl-a in spring in the whole ice-free Barents Sea. On the contrary, during warm years when the ice cover remains moderate (sea ice extent anomaly  $<500000 \text{ km}^2$ ), the Barents Sea inhabits two geographically well-separated phytoplankton blooms. Because on the long term the sea ice is retreating toward the North and East, we suggest that the ice edge bloom also retreats in the same direction. In a future of decreasing ice extent, it is therefore expected that the spring bloom will more and more occur in the Arctic Water domain (and less and less in the Atlantic Water and Barents Sea Water domain).

Wassman et al. (2006) discussed these two stratification processes making use of the SINMOD model. They found that the bloom starts later in the Atlantic Water domain than along the ice edge because the surface ocean warming by the atmosphere is less efficient than melting water. We have not observed such a difference here (see Fig.2). They also mentioned that the ice edge bloom lasted only for a short time because of a rapid nutrient depletion in a very stable upper water layer that prevents the supply of new nutrients in the surface layers. The maps of weekly and monthly Chl-a concentration in May (Fig.3, 5, and 9) are not able to show such a dynamic behavior. It is probable that the obtained pattern close to the ice edge develops gradually, follows the receding ice edge,

but progressively vanishes at its back during its progression. The process, as a whole, may thus last more than a month in agreement with Korosov and Patterson (2015), whereas, from a local point of view, it can cease close to the surface after a few days.

In June, low chl-a is retrieved in the whole Barents due to the nutrient consumption by both spring blooms. The presence of secondary producers might also prevent any Chl-a build up. Both primary and secondary productions have been documented for the marginal ice zone for example by Rey et al. (1987) or for the coastal area by Wassmann et al. (1991). The summer bloom is thus possible only if new nutrients are brought from the lower layer of the Barents Sea or from the coastal areas. It is known that turbulent mixing caused by tidal currents on shallow banks is an efficient mechanism to bring nutrient in the surface layer (Fer and Drinkwater, 2014). However we have shown that other processes were important.

Indeed the volume of ice formed during the previous winter and the position of the southern front seem to be two key elements to predict spots of high chl-a in summer. The latter covers the Atlantic Water, south to the Southern Front. In this area, windy conditions disrupt stratification and increase mixing in August-September. The resulting deepening of the Mixed Layer Depth supplies subsurface nutrients to the nutrient-depleted surface layer. The enhanced mixing along the frontal structure has been also observed between 76 and 77°N on the Great Bank slope in August 2007 by Vage et al., 2014 and was suggested responsible for the summer blooming in opposition with the spring bloom that needs stratification. Moderate Chl-a concentrations (1-2 mg/m<sup>3</sup>) were also observed along the Polar Front on the Spitzbergen Bank and Great Bank in August 2007 by Erga et al. (2014). According to Fer and Drinkwater (2014) nutrients from the deeper layer can be sub-surface water masses transported along isopycnals. We showed that a large amount of surface melt water can also inhibit this mixing by increasing the stratification. As the volume of Atlantic Water increases, the winter sea ice production decreases, and the southern front moves northward and

eastward (Oziel et al., 2015), it may be expected that during the next decades, this summer bloom will mainly occur east of 35°E and in more northern region, in an area previously occupied by the Barents Sea Water. The decrease of the summer melt water amount and the loss of stability of the water column would facilitate this process.

We have found that the summer bloom is composed of coccolithophores and non-calcifying phytoplankton. Hegseth and Sundfjord (2008) found an important number of diatoms in the coccolithophore bloom in the West Spitzbergen Current in August 2003. The same co-existence has been recently observed in the global Ocean by Hopkins et al., (2015). Coccolithophore is an adaptive phytoplankton favoured by temperate water (about 8°C), high light intensities, stratified waters and low nutrient conditions (Pasquer et al., 2005). Its small size, and its ability to use both ammonium, amino acids and other organic nitrogen sources recycled by microzooplankton (see a review by Paasche, 2002) presently makes it as a significant phytoplankton functional type of the Barents Sea in summer. The temperature increase is favourable for the coccolithophores but the increased mixing in summer could also help the more nutrient-demanding “other phytoplankton”.

Here we show that Chl-a and PIC concentrations increased by at least 40% during the last 16-17 years, especially in the North and East of the Barents Sea where changes in the sea ice conditions are important. This is supported by the 30% increasing trend of satellite-derived Primary Production estimated by Arrigo and Dijken (2015) and the 30-50% interannual variability computed by Wassman et al. (2010) from SINMOD bio-geochemical simulations.

However, the Barents Sea experiences over the last 30 years a drastic reduction of the sea ice cover which goes along with an increased volume of Atlantic Water. This Atlantic Water enters through the Barents Sea opening in the southwestern Barents Sea. The nutrient winter concentration was measured along the Barents Sea Opening and showed a decreasing trend of about -0.1 mol/L/year. This nutrient reduction is caused by external processes to the BS, likely happe-



ning upstream in the Nordic Seas. For instance, the surface freshening observed in the North Atlantic (Blindheim et al., 1999) could strengthen the halocline and decrease mixing with the nutrient-rich deeper layers of the Nordic Seas. The “Atlantification” of the Barents Sea thus does not mean more nutrients delivery/supply to the BS.

It is thus difficult to predict the future evolution of the phytoplankton since two opposite mechanisms will act : on the one hand, the physical conditions for an increased production of phytoplankton are realized but on the other hand, the amount of available nutrient seems to decrease. It is admitted that the main source of nutrient for the Barents Sea is the Atlantic Water coming from the Nordic Sea. But deep nutrients are brought in the upper layer through mixing (as illustrated for the year 2007 ; see section 5). With the reduced sea ice cover in the north-eastern Barents Sea, ocean-atmosphere interactions are made easier and the winter mixing could probably reach the ocean bottom, facilitating the contribution of benthic nutrients. The benthic nutrients and winter mixing would thus deserve further investigation because they could represent a critical mechanism for the ecological equilibrium of the Barents Sea in a context of decreasing Atlantic nutrient supply.

## Chapitre IV

# Mission glider en mer de Barents durant l'été 2014

**Résumé :** Durant le mois d'Août à Septembre 2014 a eu lieu le premier déploiement d'un planeur sous-marin (glider) français, le SEA-EXPLORER de l'entreprise ACSA, en région polaire. Cette mission fût conduite dans le cadre du projet Européen FP7 ACCESS et en collaboration avec l'IMR de Norvège. Cette mission a été réalisée par Michael Field (ingénieur LOCEAN), Laurent Beguery (Ingénieur ACSA) et moi-même. Le glider est équipé de plusieurs capteurs hydrologiques et bio-géochimiques : une CTD Seabird, un capteur d'oxygène dissous SBE43 et un EcoPuck de WETLabs mesurant fluorescence, réflectance à 400nm et Carbone Organique Dissous (CDOM). Le but de cette mission était de d'effectuer le suivi des paramètres physiques et bio-géochimiques du « Front Sud » de la mer de Barents au niveau du plateau Central. La mission glider a effectué avec succès une section Nord-sud de 388 km. Ce troisième chapitre étudie les aspects techniques de ce déploiement et les performances du véhicule qui a fait l'objet d'une publication pour la conférence OCEAN15 à Gênes, Italie. Le SEA-EXPLORER a prouvé sa robustesse et sa fiabilité dans un environnement difficile (bathymétrie très variable, proximité du pôle Nord magnétique, eaux froides).

**Mots clefs :** mer de Barents, glider, bio-géochimie marine, front polaire

## Article 3 :

# BARENTS SEA MONITORING WITH A SEA EXPLORER GLIDER

Michael Field<sup>1</sup>, Laurent Beguery<sup>2</sup>, Laurent Oziel<sup>1</sup>, Jean Claude  
Gascard<sup>1</sup>

*[1]Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, LOCEAN  
Laboratory, IPSL, Université Pierre et Marie Curie, F-75005, Paris, France*

*[2]ALSEAMAR, Meyreuil, France*

*Correspondance : M. Field (michael.field@locean-ipsl.upmc.fr)*

CET ARTICLE A ÉTÉ ACCEPTÉ A LA CONFÉRENCE OCEAN15 A  
GENES, EN ITALIE, ET PRÉSENTÉ LE 20 MAI 2015 PAR MICHAEL FIELD,  
doi : 10.1109/OCEANS-Genova.2015.7271540

## IV.1 Barents Sea Monitoring with a SEA EXPLORER Glider

**Abstract :** The use of gliders in the Polar Regions offers clever and inexpensive methods for large scale monitoring and exploration. In August and September of 2014, a SEA EXPLORER glider successfully completed a 388 km mission in the central Barents Sea to monitor the physical and biological features over a transect between 72° 30' N and 74° 30' N latitude and between 32° E and 33° E longitude, as part of the European FP7 ACCESS project and in cooperation with the Institute of Marine Research, Norway.

The paper discusses the performance of the SEA EXPLORER vehicle during the mission in Arctic waters. The behavior of the magnetic compass in close proximity to the magnetic north pole is described and its resulting impact on the flight of the glider. The reliability and robustness of the vehicle is evaluated for operations in these difficult conditions. This successful and cost-effective mission now opens the door to future opportunities to conduct repeat autonomous monitoring in the Barents Sea.

## IV.2 Introduction

### IV.2.1 Gliders in Our Oceans

The use of underwater gliders in the world oceans is well established. They provide a long endurance observation platform that requires significantly reduced effort and logistics for the amount of data collected. This is particularly important in the Polar Regions, where deployment and recovery opportunities can be very limited. However, the application of gliders at high latitudes is difficult due to the challenging navigation conditions (sea ice, magnetic conditions) and cold water effects on the vehicle performance.

Gliders modified for the Arctic environment are now being used in places such as Fram Strait (Lee et al., 2010) and the Beaufort Sea (Lee et al., 2012), deployed with supporting infrastructure such as long-range acoustic beacons and

moorings to allow for under-ice navigation. These successful glider experiments have involved significant cost and effort for the design and deployment of the supporting acoustic platforms.

Here we present and evaluate the use of a standard model SEA EXPLORER glider conducting monitoring in the Barents Sea without any additional supporting equipment.

### **IV.2.2 The Barents Sea**

During the last decade, which has been the warmest ever observed in the Arctic (Stocker et al., 2013), climate change in the Barents Sea has been illustrated by an unprecedented decline in sea ice (Comiso et al., 2008). The Barents Sea is one of the most productive areas in the world for fisheries and extraction of mineral resources. This is also a key area for observing exchanges between the North Atlantic Ocean and the Arctic Ocean.

The Barents Sea is a challenging operating area for a glider, with a shallow average depth of 230 m and banks and sea mounts rising to less than 50 m depth, in addition to strong ocean currents, in some cases with an average velocity of more than 25 cm/s (Loeng, 1991).

### **IV.2.3 Magnetic Conditions**

In 2014 the north magnetic pole was located at the approximate position of 85° 55.56' N 148° 49.86' W (Maus et al., 2010). Approaching the magnetic north pole, the magnetic declination varies greatly over short distances and the inclination of the magnetic field approaches +90°, which can result in an unstable glider-heading component when resolving the course over ground using a magnetic compass. Within the area of the Barents Sea, the magnetic declination ranges between 0° and +35°, while the magnetic inclination ranges between +78° and +84° [6].

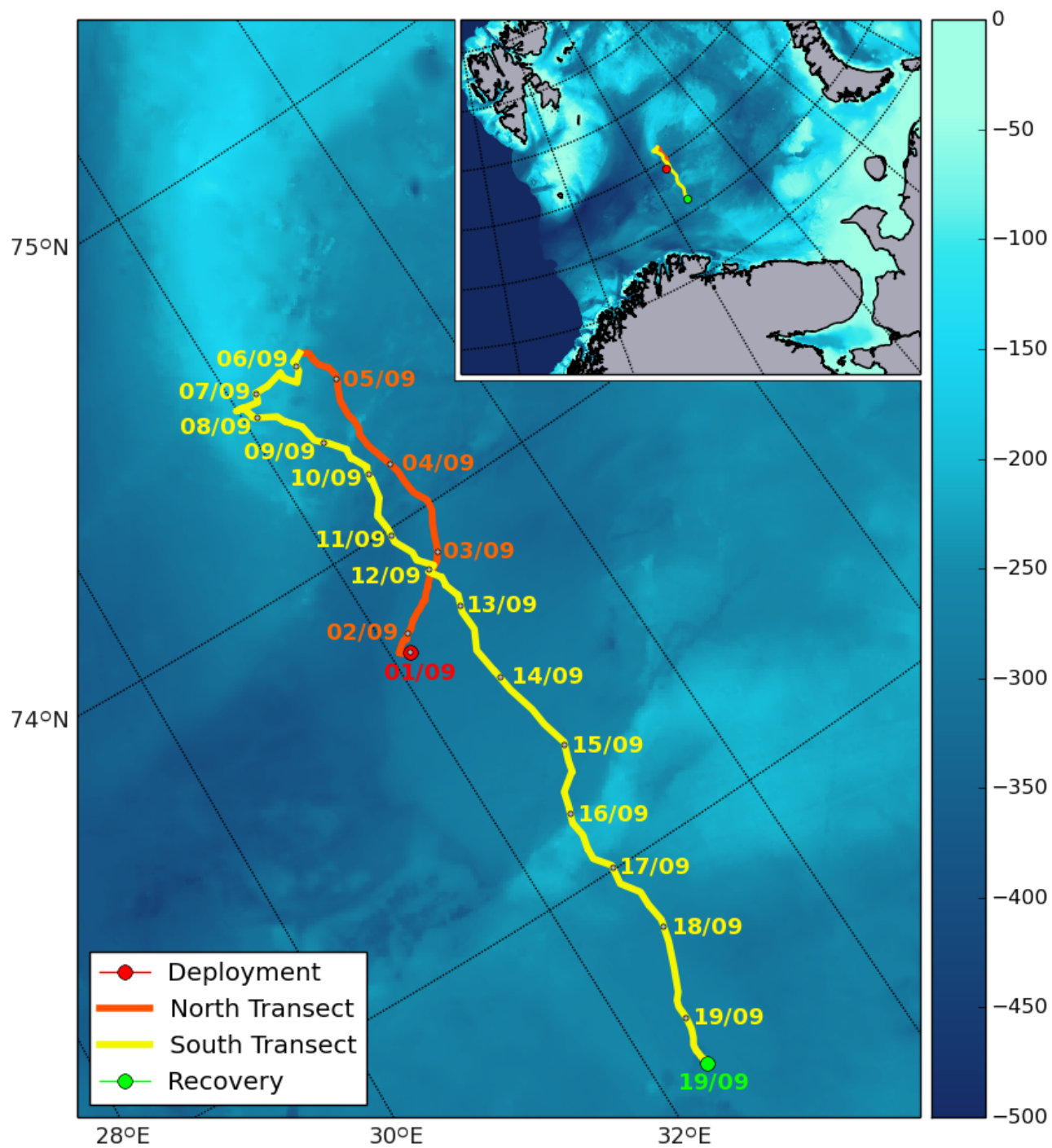


Fig. IV.1 Track of the SEA EXPLORER during the Barents Sea mission.

#### **IV.2.4 The SEA EXPLORER Glider**

The SEA EXPLORER, shown in Fig. 2, is a proven underwater vehicle with a wingless design that can travel at speeds of up to 0.5 m/s. The SEA EXPLORER used for this mission - 'SEA004' - was equipped with a SeaBird pumped CTD with a SBE43 dissolved oxygen sensor, a WETLabs ECO puck fluorometer and backscattering meter, and an altimeter for sea floor detection.

Here we use a standard model of the SEA EXPLORER glider, equipped with a 3D digital magnetic compass that combines 3-axis accelerometers with 3-axis magnetic sensors, providing a tilt-compensated heading, pitch and roll.

### **IV.3 Operations and Performance**

#### **IV.3.1 Tromø Fjords**

##### **a Magnetic Compass Calibration**

The SEA EXPLORER glider was comprehensively tested and calibrated on land and in fjords near Tromsø, Norway, in preparation for the Barents Sea mission.

Following functional tests of the glider, the glider magnetic compass was calibrated in a clear area while suspending the SEA EXPLORER from a tree branch. Following each calibration, performance data was gathered by pitching the glider up and down while physically orientating the SEA EXPLORER in the four cardinal directions (due north, east, south and west). Fig. 3 shows an example of the performance data gathered following a calibration using approximate ( $\pm 10^\circ$ ) magnetic cardinal directions, and Fig. 4 shows an example of the performance data following a calibration using precise cardinal directions.

Using an approximate magnetic calibration, Fig. 3 shows that when the glider is physically heading north and pitching down, becoming more parallel to the magnetic field, the compass reliably reads a north heading. However, when the glider is pitching up, the compass reading becomes unstable between  $+10^\circ$  to

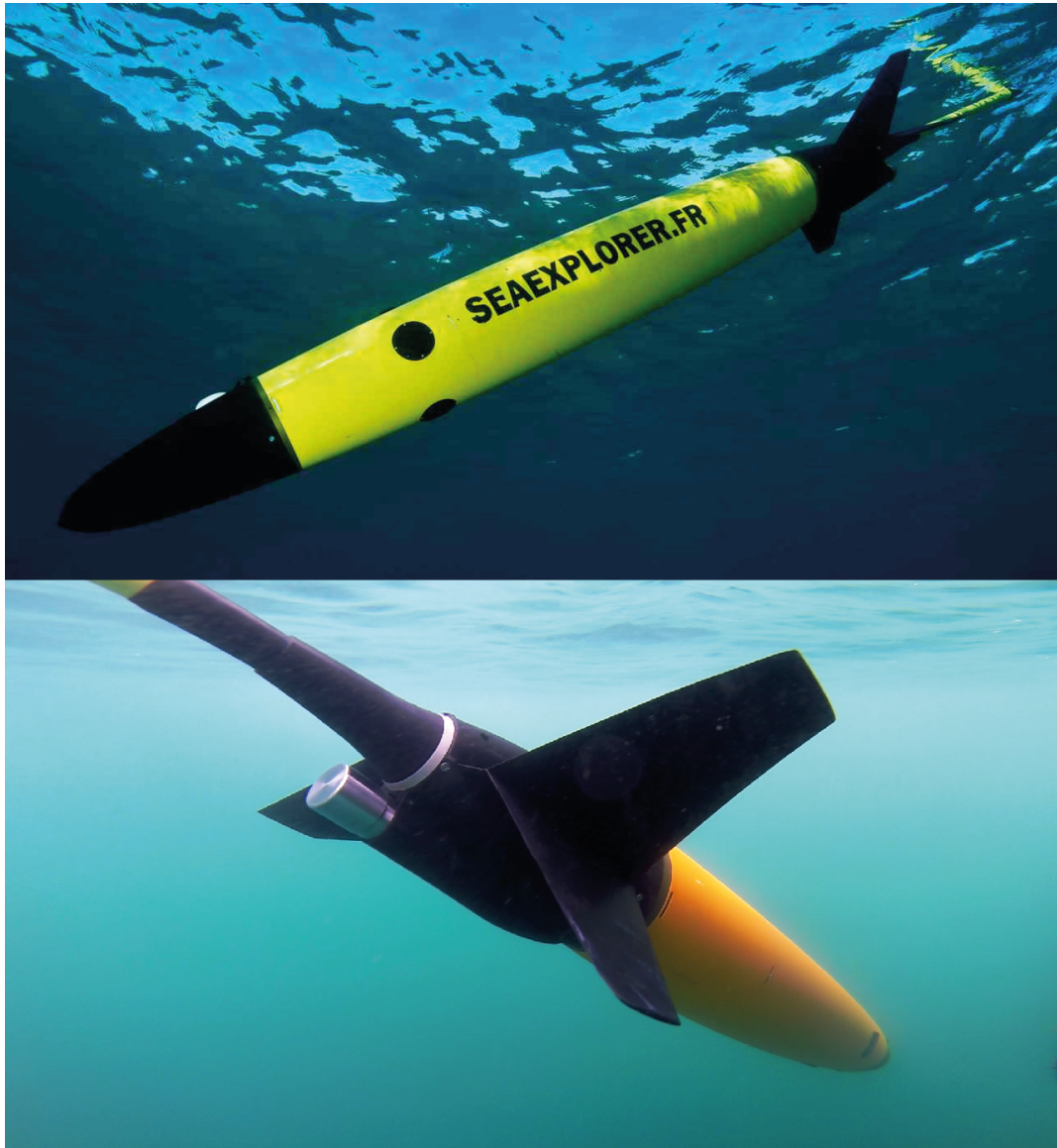


Fig. IV.2 The SEA EXPLORER glider, (top) in the Mediterranean and (bottom) in Balsfjorden, Tromsø.



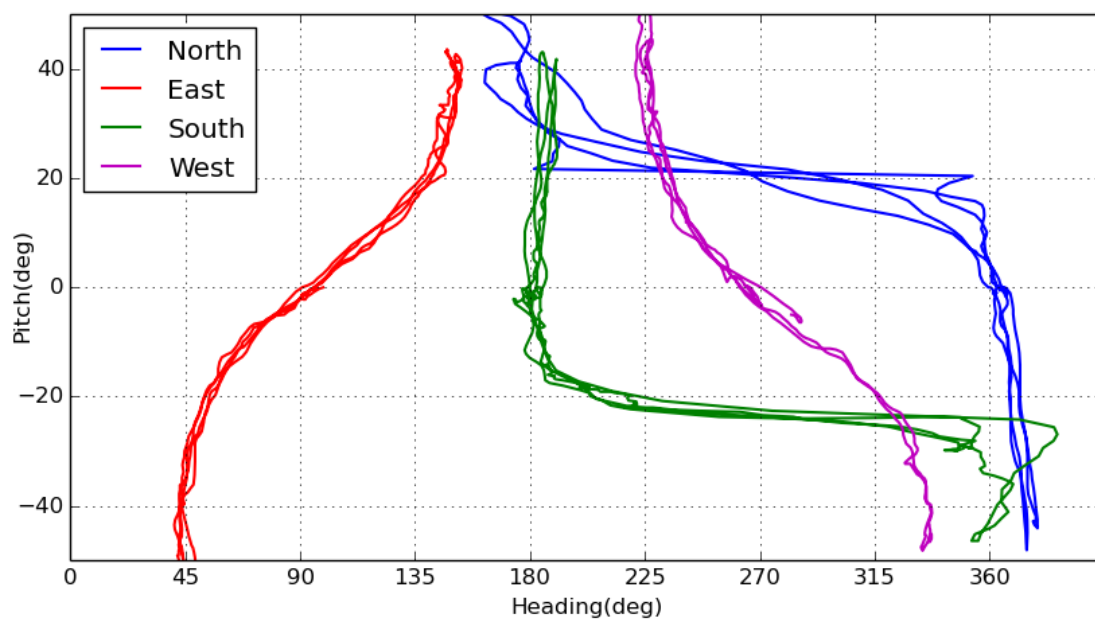


Fig. IV.3 Glider compass readings for fixed headings and varying pitch angles using an approximate magnetic calibration.

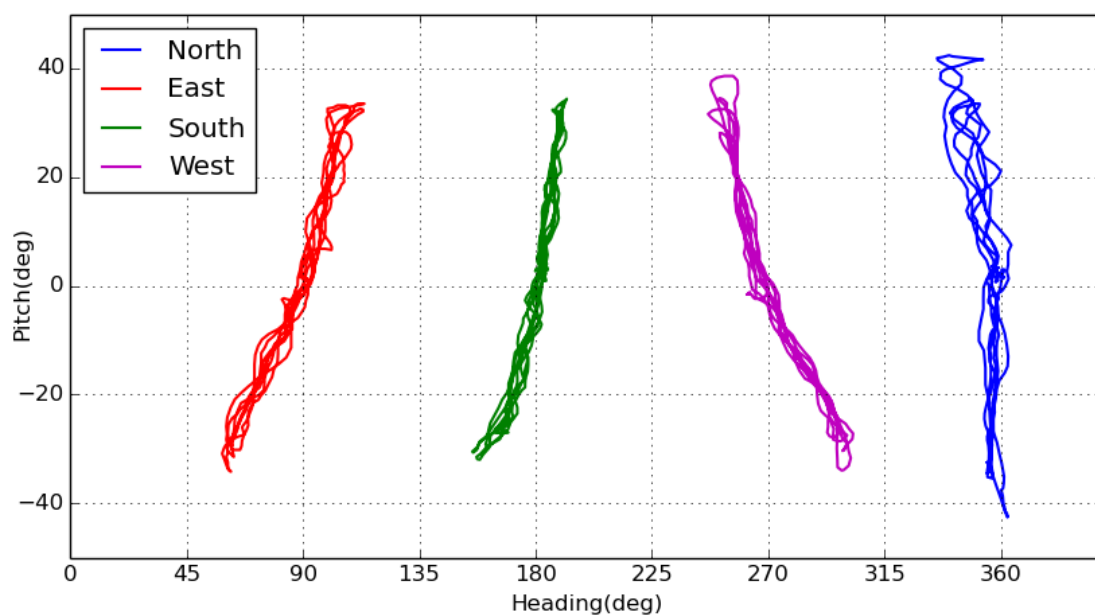


Fig. IV.4 Glider compass readings for fixed headings and varying pitch angles using a precise magnetic calibration.

+15° pitch, approximately perpendicular to the magnetic field, and then shifts by 180° beyond +20° pitch, crossing the point of being perpendicular to the magnetic field and resolving the glider heading component in the opposite direction. The inverse behavior is observed when the glider is physically heading south, with the 180° shift in compass reading occurring when pitching down beyond -20° pitch, again crossing the point of being perpendicular to the magnetic field. It is also observed that during the 180° shift for both north and south physical headings, the compass readings tend to the west during each shift. When the glider is physically heading due east or due west, the compass reading shifts consistently around the physical heading point, from 45° towards the north when pitching down, to 45° towards the south when pitching up, in each direction shifting towards alignment with the heavily inclined magnetic field.

The performance data in Fig. 3 can be used as an example of how to fly the glider in conditions where the compass calibration no longer precisely matches the local magnetic field. For example, when heading north, it would be best to limit the surfacing pitch angle to +10° to avoid the glider compass reading shifting by 180° to a heading of south, which would result in the glider rolling to try to turn to the north when it is already heading north. The same can be seen when heading south, to limit the diving pitch angle to -10°. The easterly and westerly errors are relatively consistent and could be taken into account to explain any deviations in heading that might not be explained by water currents.

For the mission in the Barents Sea, the digital compass was precisely calibrated to the magnetic conditions of Tromsø (+7.91° declination, +78.35° inclination [6]), resulting in a much improved performance of the glider compass for a full range of heading and pitch angles, as shown in Fig. 4. However this performance was limited to the Tromsø area and its local magnetic conditions, differing to those expected along the Barents Sea monitoring track (+15° to +18° declination, +79° to +82° inclination [6]), as the compass could not be re-calibrated while at sea. The results of this precise calibration show that the compass is able to compensate for the high inclination angle in Tromsø. A declination offset of

+16° was included in the calibration to compensate for the approximate expected declination along the Barents Sea track.

#### **b 24-hours Fjord Mission**

To demonstrate the ability of the SEA EXPLORER to navigate in challenging magnetic conditions, a 24-hour mission was successfully completed using the approximate calibration of Fig. 3 in the northern section of Balsfjorden, a fjord south of Tromsø. The mission area of Balsfjorden has a north-south orientation and is between 2 km to 4 km wide, with a maximum depth of 120 m.

Piloting the glider from Tromsø, the pitching angles were adjusted to reduce the instability of the magnetic compass and evaluate its performance as the glider travelled northward and southward along the fjord. The SEA EXPLORER was deployed at 0813UTC on 15 August and recovered at 0855UTC on 16 August, completing a 15.3 km track of repeating north-south transects in shallow waters. This successful test mission proved that the SEA EXPLORER could be safely piloted in challenging magnetic compass conditions based on the information gathered from the testing on land, in preparation for the mission in the Barents Sea.

### **IV.3.2 Barents Sea Monitoring**

#### **a Operations Overview**

The deployment of the SEA EXPLORER SEA004 glider was made possible with the help of the Institute of Marine Research, Norway, providing the opportunity to participate in the 2014 Mareano 3 expedition, departing from Tromsø 18 August 2014.

The SEA004 glider was deployed for mission M120 on 1 September 2014 from the rescue boat of the R/V GO SARS at a position of 73° 42.92' N 32° 9.77' E in the central Barents Sea, as shown in Fig. 1. The glider first travelled north

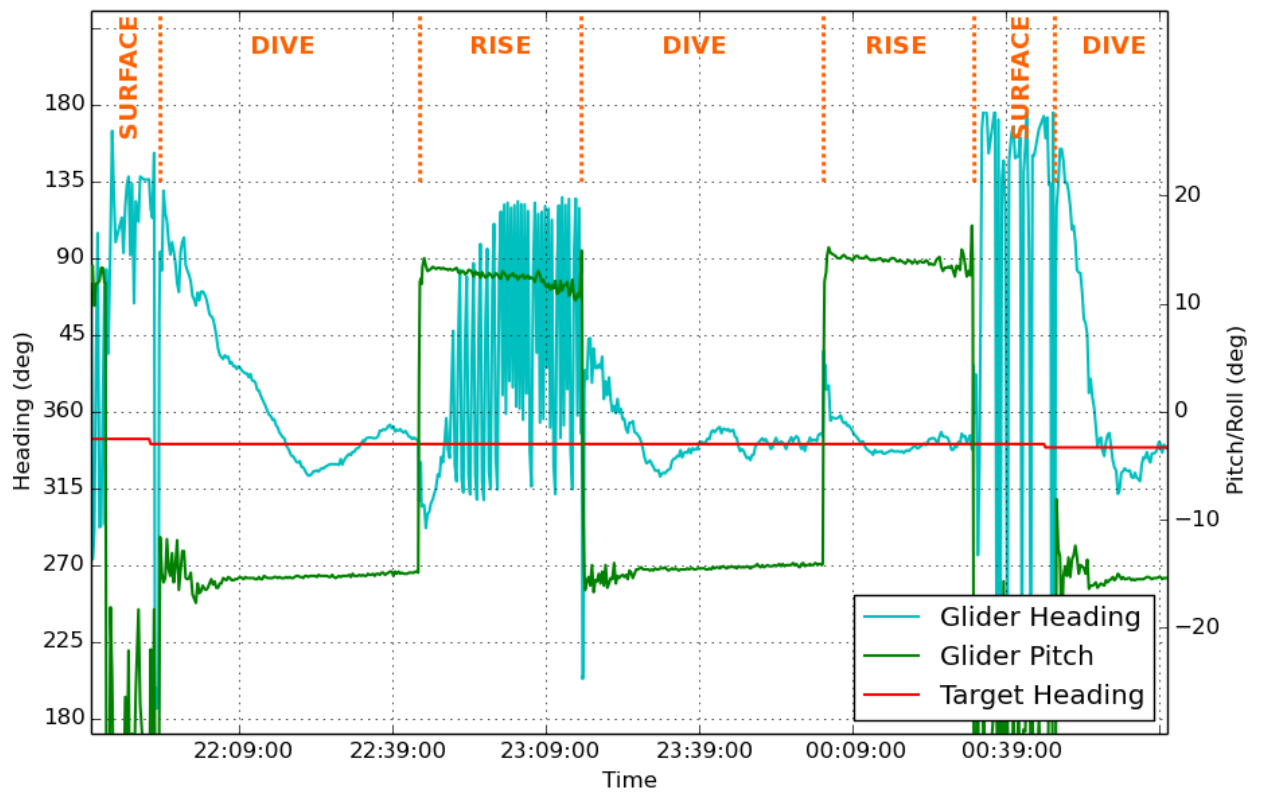


Fig. IV.5 Glider compass readings for fixed headings and varying pitch angles using an approximate magnetic calibration.

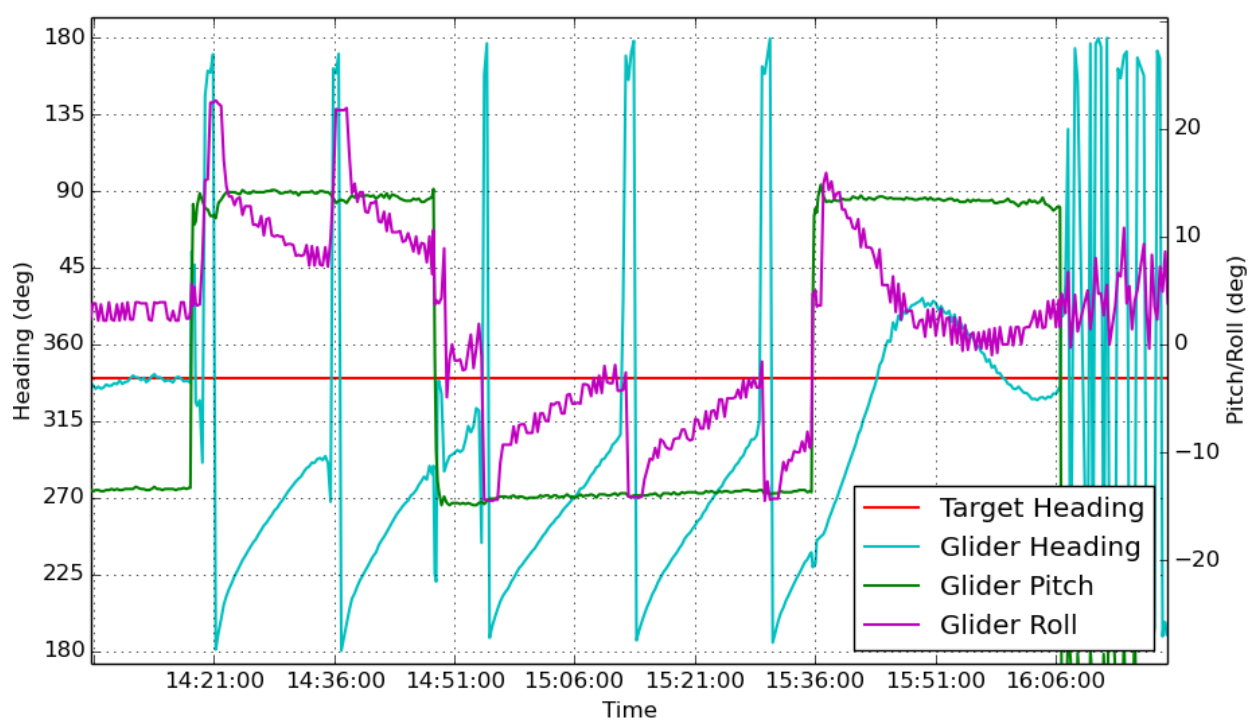


Fig. IV.6 Glider compass readings for fixed headings and varying pitch angles using a precise magnetic calibration.

over five days (north transect), gradually compensating for a strong current pushing the glider to the east, reaching a northernmost position of  $74^{\circ} 29.03' \text{ N}$   $32^{\circ} 45.85' \text{ E}$ . The glider then travelled west for two days before travelling south for the remaining eleven days (south transect), again gradually compensating for a current pushing the glider to the east. The SEA004 glider was recovered on 19 September 2014, with 40% available battery power remaining, in challenging conditions (Sea State 6) by the R/V Johan Hjordt at a position of  $72^{\circ} 28.41' \text{ N}$   $32^{\circ} 26.15' \text{ E}$ , successfully completing a track of 388 km.

#### **b Magnetic Compass Performance**

The magnetic compass performed reasonably well throughout the mission in the Barents Sea. The compass occasionally had difficulty at the northernmost latitudes of the track, furthest from the magnetic calibration conditions, and quickly improved when moving south towards the Norwegian coast. The pitching angles of the glider were adjusted throughout the mission, based on the performance data gathered in Tromsø. As a result, the glider flew with low pitch angles during the north transect ( $\pm 12^{\circ}$ ) and increased following improved behavior during the south transect ( $\pm 20^{\circ}$ ).

During the north transect, with the glider heading north and gradually compensating for local currents, the magnetic compass occasionally showed two types of bad behavior.

The first, shown in Fig. 5, occurred when heading north and pitching up, placing the glider compass perpendicular to the magnetic field, resulting in a noisy reading that oscillated rapidly by up to  $180^{\circ}$ . This occurred on about 20% of the pitching up cycles during the north transect and would normally be rectified by the pitching down section that followed.

The second type of bad behavior, shown in Fig. 6, also occurred when heading north and pitching up, resulting in a stable shift of  $180^{\circ}$  that the glider then tried to correct by rolling. This repeats several times, during both pitching up

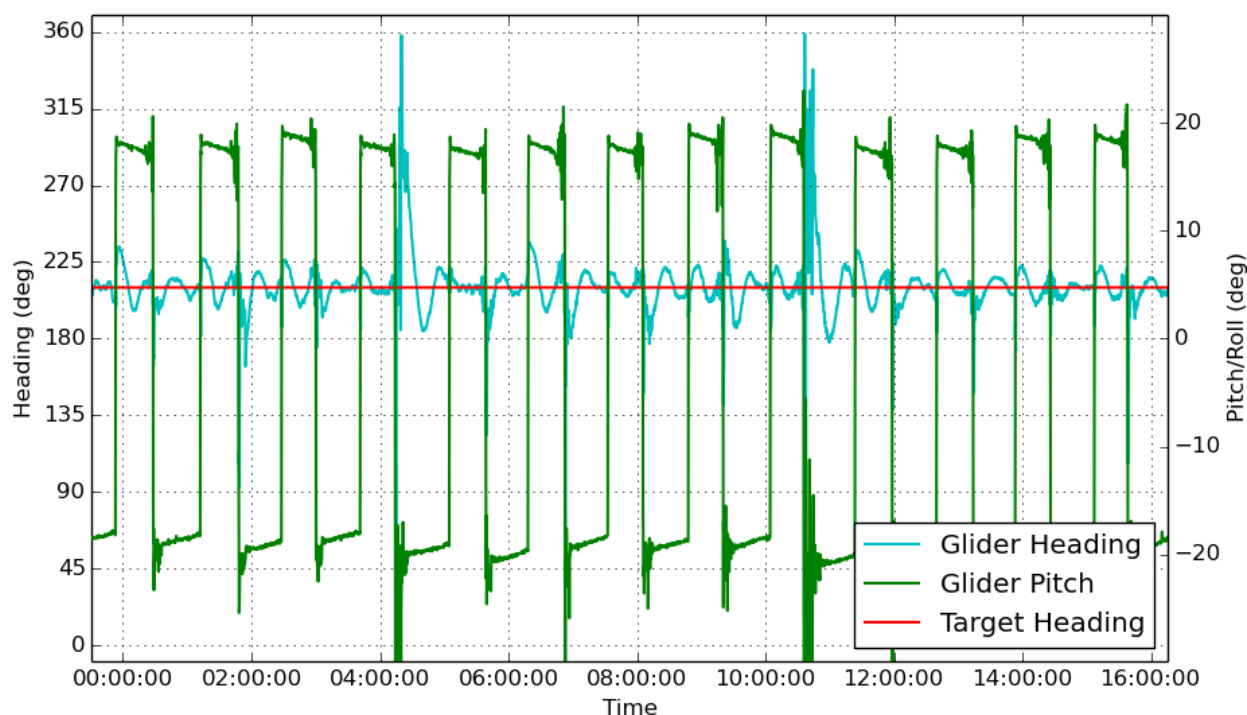


Fig. IV.7 Magnetic heading during south transect.

and pitching down, as the glider attempts to reach the correct heading by rolling either left or right. It is noted that the heading readings tend to the west, as was observed with the approximate calibration in Tromsø, regardless of whether the glider rolls left or right. This occurred on another 20% of cycles during the north transect, and would normally be rectified within 2 cycles.

During the south transect, the magnetic compass readings improved significantly, exhibiting the described bad behavior on less than 1% of the total cycles. Fig. 7 shows an example of the magnetic heading during several cycles of the south transect.

### c Bathymetry

The altimeter was initially disabled to conserve power and planned to be enabled once approaching the shallow central bank. On 4 September, the glider

unexpectedly surfaced with an alarm triggered from making contact with the sea floor at 143 m depth, 50 m shallower than known bathymetry (Jakobsson et al., 2012) and nautical charts (Kartverket Norwegian Nautical Charts, 2011) for this location, which show a narrow ridge in the area that has a minimum depth of 200 m. The contact with the muddy sea floor is confirmed by a temporary offset in salinity and dissolved oxygen readings, indicating sediment in the CTD tubing, which dissipated over the cycles that followed. The soft-surface contact is also confirmed by the glider attitude parameters which show a stable heading, pitch and roll during the event : the glider gently coming to a stop, holding position briefly, then a clean change in pitch to ascend to the surface in response to the alarm conditions.

#### **d Science Payload**

The high quality temperature, salinity, oxygen, chlorophyll and depth data was successfully recorded and sent in real-time during surfacing periods, some examples of which are shown in Fig. 8.

The dissolved oxygen plot shows two occasions where sediment or other material entered the sampling tubing, resulting in a temporary offset in measurements. The first event occurred following the contact with the sea floor, and the second event occurred during the south transect. The salinity readings are briefly affected at the beginning of each event and quickly rectify. Following recovery of the glider, it was noted that a slight constriction in the sensor tubing near the inlet of the oxygen sensor, downstream of the salinity sensor, may have caused the longer duration oxygen offset.

The initial profiles closely agreed with ship-based CTD casts taken near the deployment location, as shown in Fig. 9. The difference in the readings at 35-45 m depth is partly due to the variation of the depth of the fresh-water surface layer, as well as CTD sensor hysteresis between diving and rising.



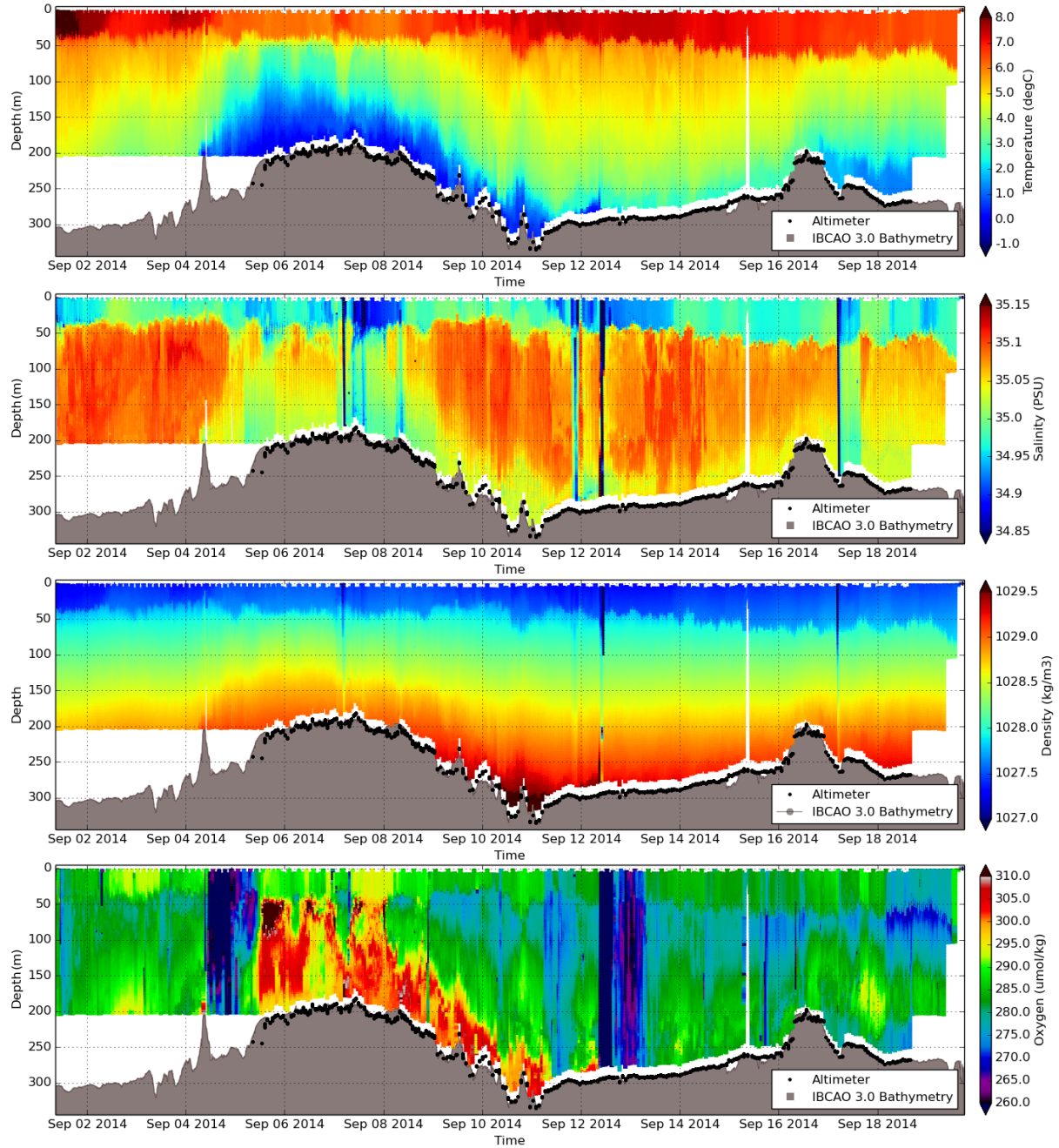


Fig. IV.8 SEA004 temperature, salinity, density and dissolved oxygen data during the Barents Sea monitoring mission.

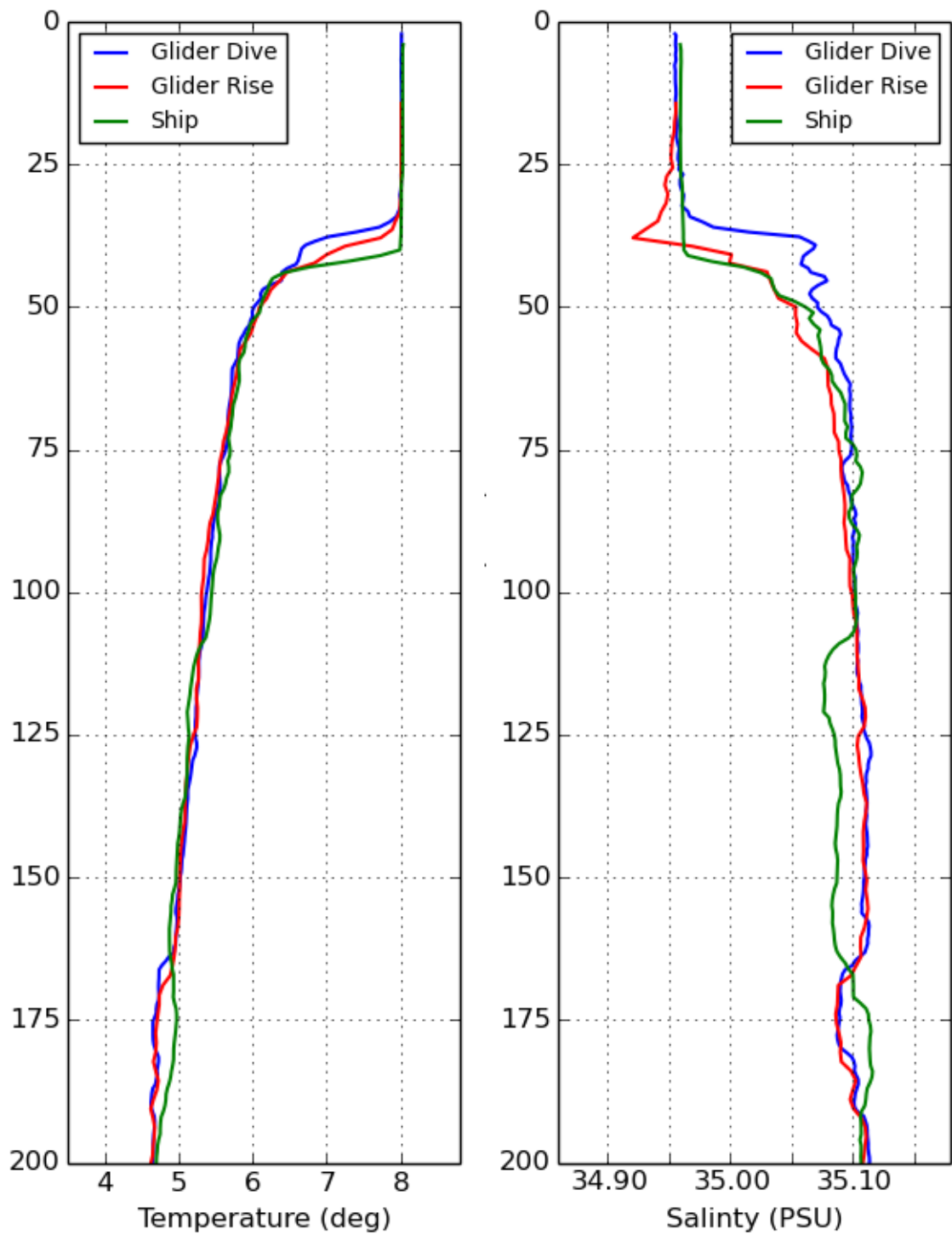


Fig. IV.9 Comparison between ship and glider CTD readings at time of deployment (separation of 2.5 km and 2 hours).

## **IV.4 Conclusion**

This successful mission in the Barents Sea provided excellent high-resolution data in this remote location with significantly reduced cost and effort. The mission also provided, along with the testing in the Tromsø fjord, detailed information on how to operate the SEA EXPLORER in these challenging conditions, as well as identifying opportunities for improvement, such as economizing the use of the largest power consumers (expected update in early 2015) and endurance testing of the battery pack in cold water conditions.

Another area of active development is to improve the behavior and reliability of the glider magnetic compass in the Polar regions. It is feasible to conduct the compass calibration while deployed at sea ; implementing a controlled set of movements while recording magnetic values that can then be used for a re-calibration of the magnetic compass. This could be performed several times during a mission and account for the significant differences in magnetic conditions along the track, resulting in improved behavior and overall efficiency of the glider.

This mission has proven the robust ability of the SEA EXPLORER glider in this environment, and opens the door to future opportunities to conduct autonomous monitoring in the Barents Sea and key Arctic shelf seas.

## **IV.5 Acknowledgment**

The authors would like to thank Dr. Anne Helene and the Institute of Marine Research, Norway, as well as the crews of the R/V GO SARS and R/V Johan Hjørt for their assistance and cooperation. The research leading to these results has received funding from the European Union under Grant Agreement n° 265863 within the Ocean of Tomorrow call of the European Commission Seventh Framework Programme.

## Chapitre V

# Note préliminaire sur l'altimétrie spatiale dans la mer de Barents

**Résumé :** L'altimétrie spatiale procure des données haute résolution de la hauteur de la surface océanique qui sont utilisées pour l'étude de la variabilité des courants géostrophiques de surface. La couverture de glace dans les régions arctiques, ou les phénomènes de marées sur les plateaux continentaux ont été des freins à l'utilisation de cette technique dans les hautes latitudes. Dans cette étude préliminaire, nous proposons d'étudier la variabilité spatiale et temporelle de la mer de Barents à partir d'un jeu de données spécialement conçu et corrigé pour l'océan Arctique. Cette étude préliminaire suggère que le courant atlantique issu des mers nordiques se partage en deux branches, au Nord et au Sud, en s'écoulant de manière cyclonique vers le Nord-est de la mer de Barents. Il est aussi observé que le courant de surface associé aux eaux arctiques issues du bassin de Nansen circule de manière anticyclonique, « piégée » entre les deux branches d'eau atlantique. Les deux premiers modes de variabilité, obtenus après une analyse en composante principale, correspondant à la circulation géostrophique de ces deux masses d'eau expliquent 50% de la variabilité non-saisonnière et sans tendance.

## V.1 Introduction

Les variations du niveau de la Mer sont un indicateur naturel du changement climatique. L'utilisation de l'altimétrie spatiale est devenue l'outil le plus adapté pour l'étude de la variabilité spatiale et temporelle du niveau de la Mer (Fu et Cazenave, 2001). Cependant, les mesures d'altimétrie spatiales ont été très limitées dans les régions polaires. En effet, il a fallu attendre les satellites ERS-1 et ERS-2 de l'agence spatiale européenne (ESA) pour pouvoir observer les hautes latitudes jusqu'à  $82^{\circ}\text{N}$  grâce à leur inclinaison orbitale de  $98^{\circ}$ . Les satellites TOPEX/POSEIDON, Jason-1 et Jason-2 ne pouvaient pas faire de mesure en dessus du cercle polaire en raison de leur inclinaison orbitale de  $66^{\circ}$ . Récemment, de nombreux efforts ont été faits pour adapter (Prandi et al, 2012) et valider (Vokov et al, 2012) les produits issus de l'altimétrie spatiale aux régions polaires. Cette étude utilise l'altimétrie spatiale pour étudier la variabilité de la circulation géostrophique de surface de la mer de Barents pour la période 1993-2009.

## V.2 Données

Cette étude utilise la base de données produite par Prandi et al (2012). Il s'agit d'une base de données constituée de 887 champs hebdomadaires d'anomalie de hauteur de Mer ("Mean Sea Level Anomaly" ou MSLA) sur une grille ayant une résolution d' $1/8^e$  de degrés, entre les latitudes  $50^{\circ}\text{N}$  et  $82^{\circ}\text{N}$ , pour la période 1993-2009. Cette base de données a été construite et adaptée spécifiquement pour l'océan Arctique en utilisant les missions ERS-1, ERS-2 et EnviSat. Elle a aussi été validée à partir de données in-situ de marégraphes. Uniquement les données issues de l'Océan libre de glace sont conservées, les zones couvertes de glace sont systématiquement masquées. Ce produit corrige les effets de marées (modèle de marée régional TPX07.2) et utilise une « Mean Sea Surface »

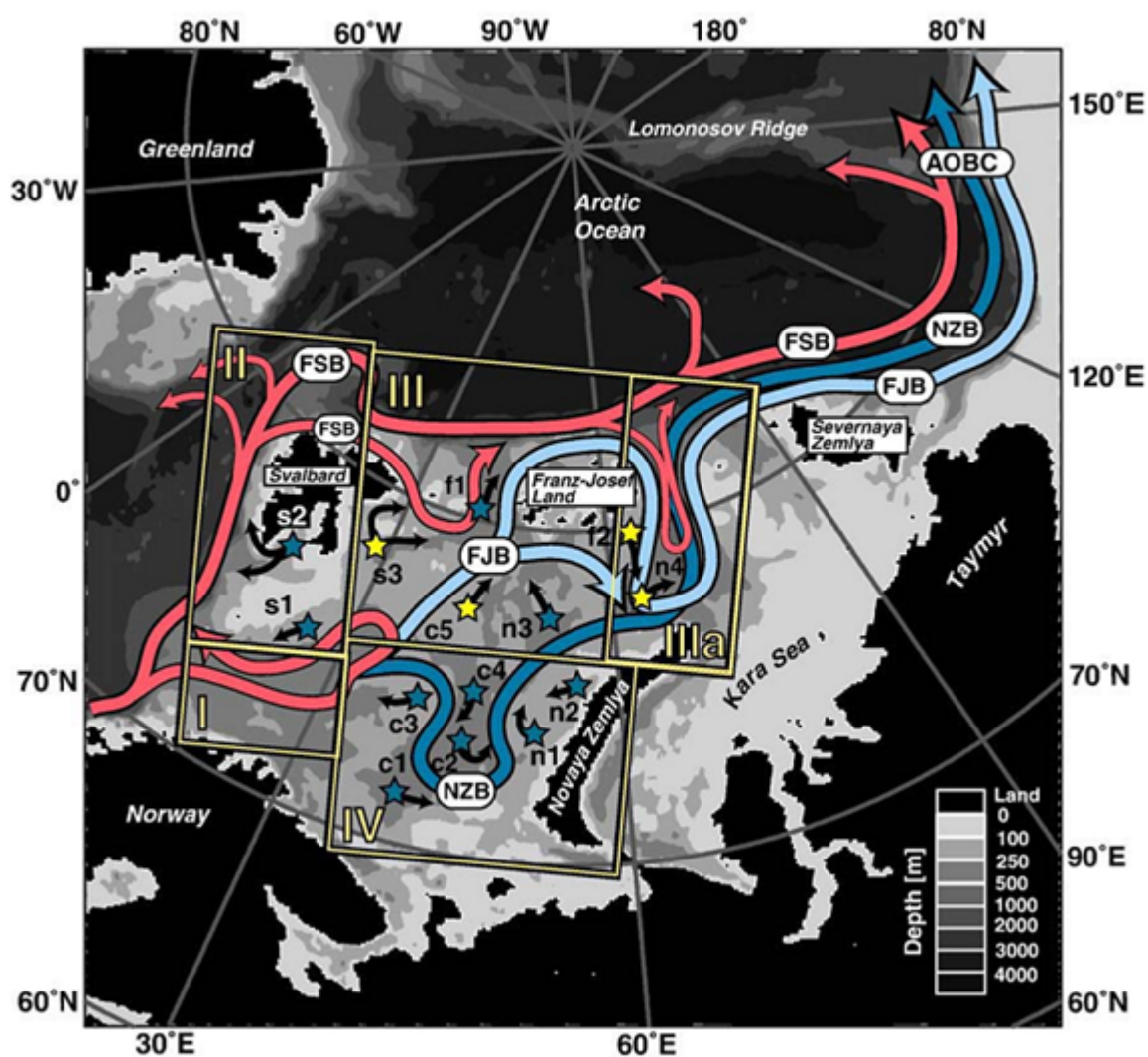


Fig. V.1 Schéma de la circulation dans la mer de Barents : les eaux atlantiques en rouge, les eaux arctiques en bleu clair et les eaux denses en bleu foncé (Aksenov et al., 2010).

(MSS) améliorée (DNCS08). Des cartes mensuelles de MSLA calculées à partir des cartes hebdomadaires seront utilisées. Cette étude utilise aussi la « Mean Dynamic Topography » (MDT) CLS-13 haute résolution produite par le CNES (Rio et al., 2013) pour obtenir les « Maps of absolute dynamic topography » ou MADT ( $MADT = MDT + MSLA$ ). Cette MDT a fait l'objet de nombreuses améliorations par rapport à la précédente version CLS-09 grâce à une étude multi-variable objective basée sur les données GOCE, et une validation avec des vitesses mesurée par des flotteurs ARGO.

### V.3 La circulation moyenne

La MDT donne « l'état moyen » de la circulation géostrophique de surface et permet d'évaluer la circulation moyenne (Fig.2). L'étude de la MSLA nous donnera les anomalies de cette circulation moyenne. La MDT est négative dans l'ensemble de la Mer de Barents et varie de -5cm sur les côtes à -30cm dans le Nord ou à l'Ouest de la mer de Barents en passant par - 20-25cm au centre du bassin. Cette structure de la MDT confère à la Mer de Barents une circulation globalement cyclonique.

### V.4 Le cycle saisonnier

Le cycle saisonnier décrit les principales variations de la MSLA. Il est donc important de le définir puis de le retirer du signal. L'amplitude et la phase du signal saisonnier sont illustrés Fig.4 et Fig.5 respectivement. La comparaison de la déviation standard du signal de MSLA pour la période 1993-2009 (Fig.3) et l'amplitude du signal saisonnier (Fig.4) montre que les deux signaux ont des amplitudes du même ordre de grandeur (3-8cm) avec un signal plus élevé le long des côtes norvégiennes probablement due à un effet topographique. L'amplitude maximale du cycle annuel est atteinte durant la période Octobre-Décembre

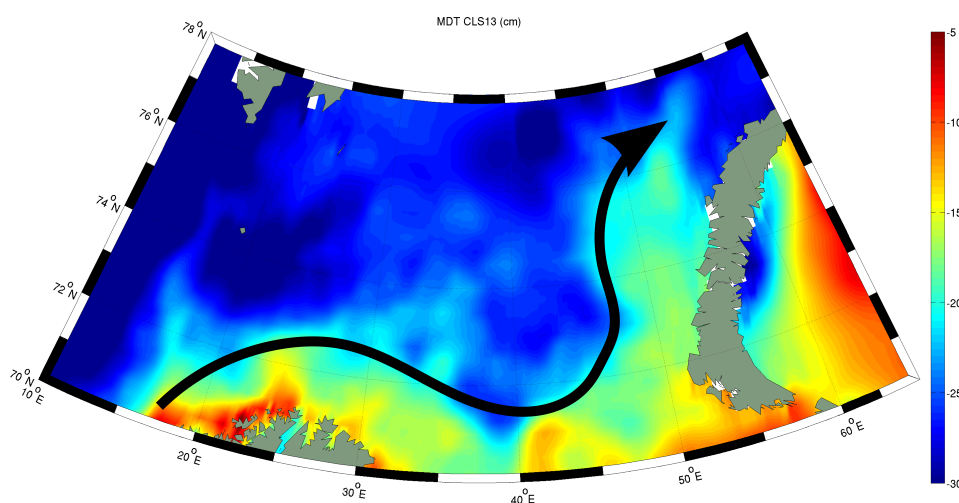


Fig. V.2 Topographie dynamique moyenne ou “Mean Dynamic Topography” (MDT) CLD-13 (cm).

(Fig.5) et représente un délai d’environ 3 mois avec le maximum des eaux issues de la mer de Norvège (à l’Ouest) atteint en Juillet.

## V.5 La circulation moyenne

La tendance linéaire (Fig.5) montre que le niveau de la Mer de Barents augmente presque partout au Sud de 75°N au rythme de 5mm/an. Certaines régions au Nord montrent des tendances négatives, mais la faible couverture des données due à une plus grande présence de glace de mer ne nous permet pas d’affirmer que le signal est significatif (< 30 valeurs/pixel).

## V.6 Analyse du signal non-saisonnier, sans tendance linéaire

Une analyse en composante principale est effectuée sur le signal de MSLA auquel nous avons retiré le cycle saisonnier et la tendance linéaire, et masqué la mer de Kara. Les deux premiers modes issus (Fig.7) de cette analyse expliquent respectivement 28.26% et 19.87% de la variabilité non saisonnière (environ 48%



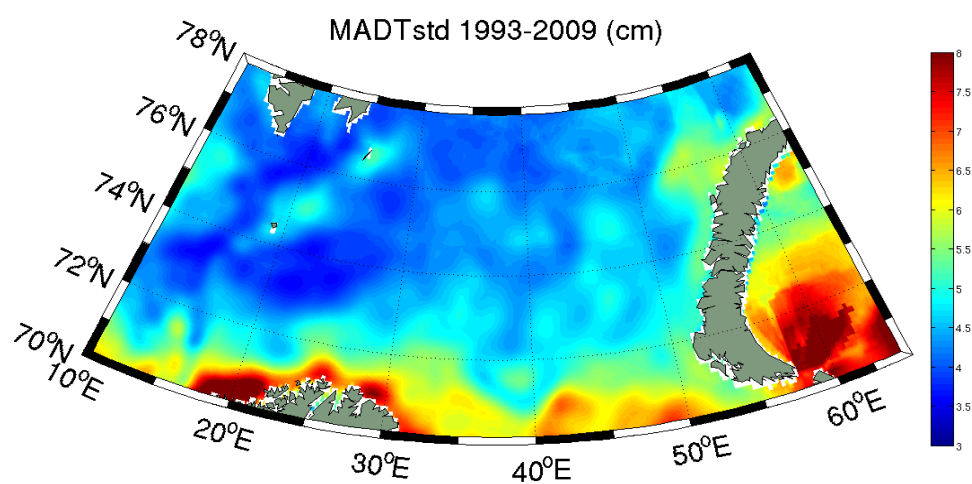


Fig. V.3 Déviation standard de la MSLA/MADT sur la période 1993-2009 (cm).

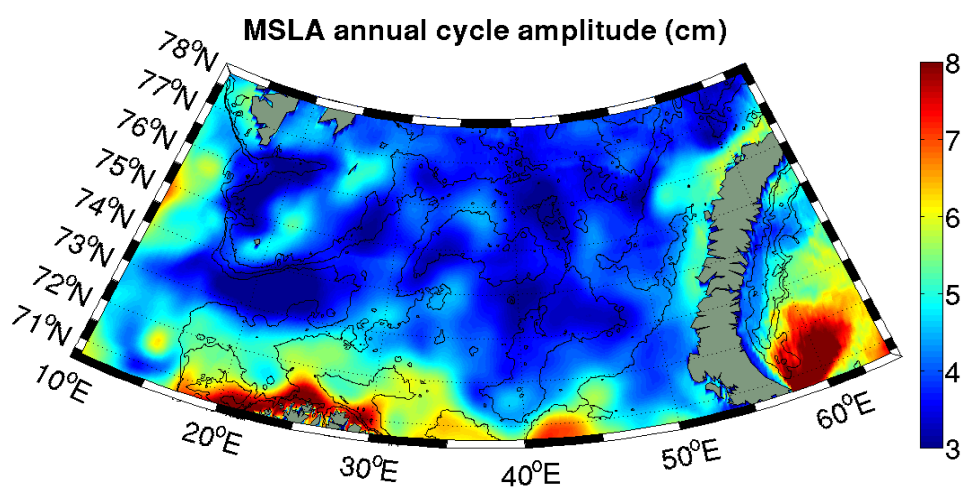


Fig. V.4 Amplitude du cycle annuel de la MSLA (cm).

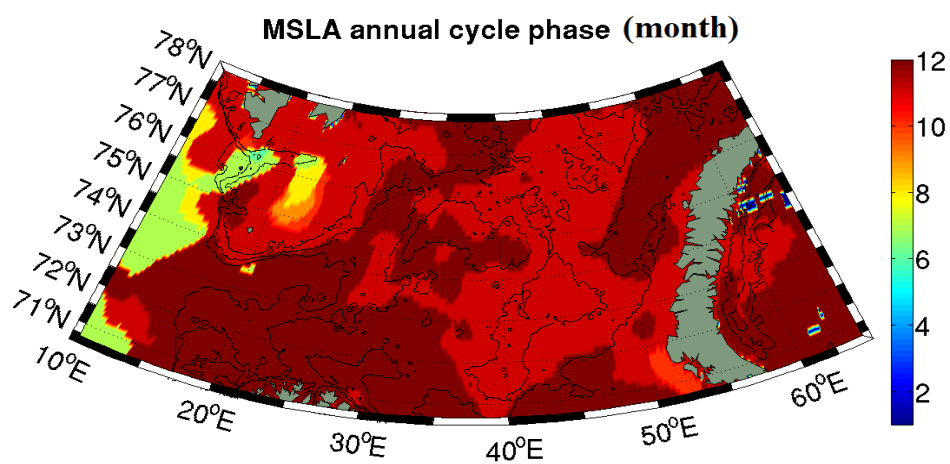


Fig. V.5 Phase du cycle annuel de la MSLA (mois).

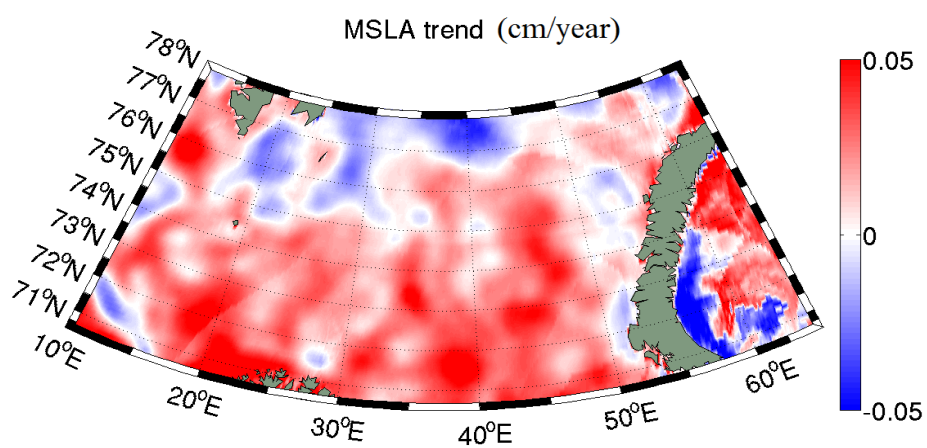


Fig. V.6 Tendence linéaire de la MSLA sur la période 1993-2009 (cm/année).

du total). Le premier mode de variabilité (EOF-1) montre un signal d'amplitude 2cm situé dans le centre-est et au Nord de la mer de Barents, au niveau du plateau Central, du bassin Central et entre le Grand Plateau et le plateau de la Nouvelle Zemble. L'amplitude de l'EOF-1 est nulle dans le Sud et le Sud-ouest de la mer de Barents. L'EOF-1 illustre une amplitude de +2cm au centre et au Nord de la Mer de Barents. L'amplitude est nulle au Sud et à l'Ouest de la mer de Barents. Le deuxième mode de variabilité (EOF-2) montre un signal d'amplitude négative de l'ordre de -2cm localisé près des côtes norvégiennes et russes. L'amplitude décroît progressivement lorsque la latitude augmente jusqu'à devenir nulle au-delà de 76°N.

Les composantes principales (PC-1 et PC-2) associées aux EOF-1 et 2 (Fig.7) ont une amplitude maximale atteignant la valeur 2.5. Lorsque ces maximum sont atteints, étant donné que l'amplitude des modes de variabilité EOF-1 et EOF-2 sont de l'ordre de 2cm, les anomalies de champs de MSLA atteignent ( $2.5 \times 2$  cm) 5cm. Ce qui est du même ordre de grandeur que le cycle saisonnier mais ce qui reste faible par rapport à l'échelle d'environ -30cm de la MDT. Les analyses spectrales en ondelettes des séries temporelles associées aux deux premières EOF (Fig.8 et Fig.9) montrent que les énergies associées à ces signaux sont semblables. Les deux séries temporelles possèdent une importante part d'énergie intra-saisonnière (1-3 mois) et multi-annuelle (5-6 ans). Malheureusement, la longueur de la série temporelle ne permet pas de montrer cette périodicité de manière significative, mais cette oscillation est visible dans les Fig.8 et Fig.9.

## V.7 Discussion and conclusion

L'EOF-1 représente une anomalie de MSLA positive sur l'ensemble de la mer de Barents (Fig.7). La variabilité associée à ce mode est dans sa phase positive (négative) lorsque la PC-1 est positive (négative), c'est à dire rouge. Lors d'une anomalie positive (négative), le niveau moyen de la Mer augmente (diminue)

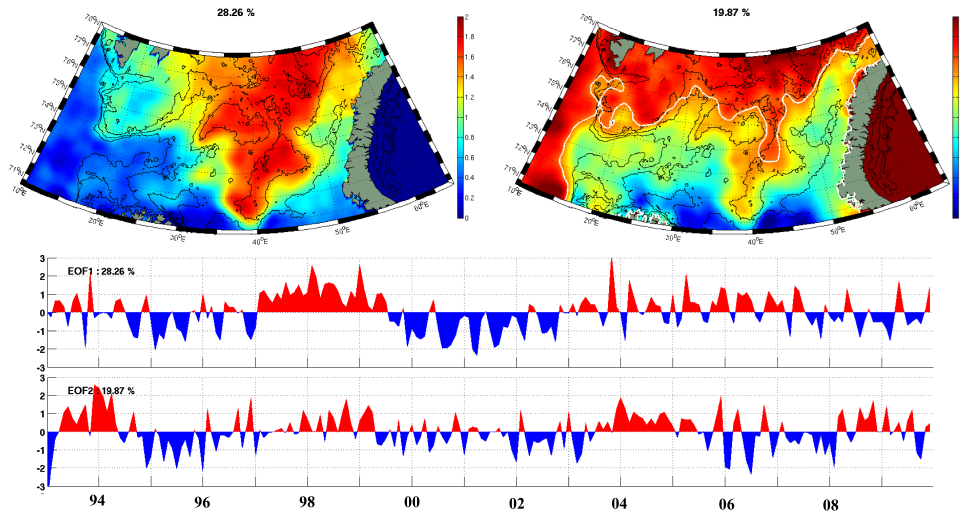


Fig. V.7 Premier (EOF-1) et second (EOF-2) mode de variabilité issue de l'EOF du signal non-saisonnier et sans tendance de la MSLA (cm) et Composantes Principales (PC) associées (normalisées).

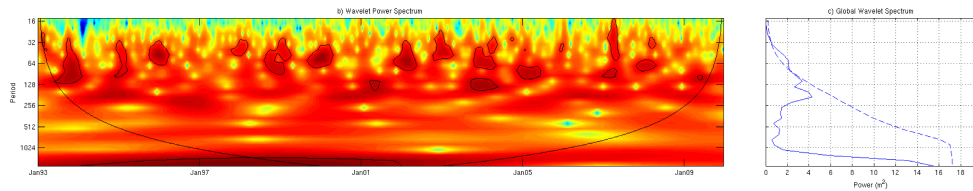


Fig. V.8 Analyse en ondelette (bas) et spectre d'énergie (droite, la ligne pointillée représente la significativité 99%) de la PC-1.

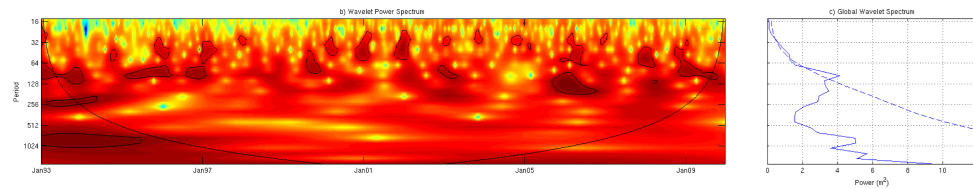


Fig. V.9 Analyse en ondelette (bas) et spectre d'énergie (droite, la ligne pointillée représente la significativité 99%) de la PC-2.

dans le centre-est et le Nord de la mer de Barents. La différence de hauteur de mer entre la zone côtière et le centre du bassin diminue (augmente) donc la circulation cyclonique de la mer de Barents est affaiblie (intensifiée).

L'EOF-2 représente une anomalie de MSLA d'amplitude négative sur l'ensemble de la mer de Barents (Fig.7b). L'anomalie de MSLA associée à l'EOF-2 est dans sa phase positive (négative) lorsque la série temporelle associée est négative (positive), c'est à dire bleue. Alors, le niveau moyen du Sud de la Mer de Barents augmente (diminue) et donc intensifie (affaiblie) la circulation cyclonique.

De manière générale, les périodes où la circulation cyclonique est amplifiée (PC de couleur bleue) correspondent à des années chaudes (et faible couverture de glace) alors qu'une circulation affaiblie (PC de couleur rouge) correspond à des années froides (à forte couverture de glace). Les PC-1 et PC-2 (Fig.8) sont généralement en phase sauf pour les 3 dernières années (2006-2009). Les séries temporelles sont pourtant très faiblement corrélées ( $r=0.1$ ).

Cependant, cela souligne l'intérêt de mettre régulièrement à jour ces séries temporelles. Avec le dernier satellite CryoSat-2 lancé en 2010, les séries temporelles seront bientôt suffisamment longues pour analyser des signaux multi-annuels de manière significative. Ces premiers pas dans l'observation des courants géostrophiques de la mer de Barents pourraient largement améliorer la compréhension de sa circulation et de ses périodes chaudes/froides déjà observées dans un nombre important de publications (e.g. Adlansvik et Loeng, 1991 ; Furevik, 2001 ; Polyakov et al, 2004 ; Yashayaev et Seidov, 2015). L'interprétation physique de ces deux premiers mode de variabilités seraient reliés respectivement aux anomalies de circulation des eaux provenant du Nord et du centre de la mer de Barents (probablement les eaux Arctiques et les eaux denses localement formées « Barents Sea Water ») d'une part, et aux anomalies de circulations des eaux provenant du Sud que sont les eaux côtières et les eaux atlantiques d'autre part. Ce travail préliminaire mériterait un analyse statistiques des PCs plus approfondie.

# Chapitre VI

## Conclusions et perspectives

Cette thèse eut pour but d'étudier en premier lieu les caractéristiques et la variabilité hydrologique de la mer de Barents puis leur impact sur le phytoplancton. Ces deux parties s'articulent chacune autour de questions spécifiques et essaient de préciser des résultats déjà connus et d'apporter des compléments de réponses à chacune de ces questions :

### **Quelle est la distribution des masses d'eau dans la mer de Barents ?**

Cette distribution était déjà connue mais la base de données que nous avons développée a permis de préciser l'évolution de ces masses d'eau. Cinq masses d'eau sont identifiées dans la mer de Barents. Les trois principales sont issues de l'extérieur de la mer de Barents. Les eaux atlantiques (chaudes et salées) et les eaux côtières (chaudes et peu salées) sont issues des mers nordiques et entrent par le sud de la mer de Barents ; les eaux arctiques (froides et peu salées) proviennent des bassins arctiques au nord (bassin de Nansen). Deux autres masses d'eau sont produites localement dans la mer de Barents. Ce sont les eaux produites chaque printemps à partir de la fonte de la glace puis celles plus denses appelées « eaux de la mer de Barents ». Cette dernière masse d'eau est une masse d'eau froide et salée produite localement l'hiver à cause du refroidissement atmosphérique, du rejet de saumures issues de la production de glace de mer et du mélange entre masse d'eaux arctique et atlantique.

### **Quelle est la structure frontale caractérisant la mer de Barents ?**

Le front polaire de la mer de Barents n'a fait l'objet que d'un nombre limité d'études et n'avait jamais été étudié dans sa totalité. Les travaux existants étudient de manière ponctuelle le front sur le plateau de Spitsberg. Cette thèse montre pour la première fois que le front polaire qui sépare les eaux arctiques des eaux atlantiques dans l'Ouest de la mer de Barents se sépare en deux fronts distincts à l'Est de 30°E lorsque les contraintes liées à la topographie diminuent. On distingue le « Front Sud » dominé par un gradient de température et le « Front Nord » dominé par un gradient de salinité, à l'intérieur desquels les eaux localement formées de la mer de Barents sont localisées.

### **Quelle est la variabilité associée à ces masses d'eau ?**

Cette thèse a montré un doublement du volume d'eau atlantique dans la mer de Barents pour les 30 dernières années avec une accélération pour la dernière décennie. Cette « Atlantification » est provoquée par des eaux issues des mers Nordiques plus chaudes et salées dont le flux a augmenté. L'« Atlantification » s'accompagne d'une diminution du volume des eaux arctiques. En revanche, le volume des eaux de la Mer de Barents semble constant d'une année sur l'autre.

### **Quelle est la variabilité associée à la structure frontale ?**

La structure du front polaire est quasiment stationnaire dans l'Ouest en raison d'un blocage topographique. En revanche, dans l'Est de la mer de Barents, le « Front Sud » se déplace vers le Nord et l'Est. Si le volume d'eau de la mer de Barents reste inchangé, le « Front Nord » doit aussi se déplacer vers le Nord par conservation de la masse. Cela n'a pas pu être observé à partir des observations et du modèle.

### **Quels sont les mécanismes contrôlant la variabilité saisonnière et inter-annuelle du phytoplancton dans la mer de Barents ?**

La variabilité saisonnière du phytoplancton est caractérisée par deux efflorescences : une première en Mai composée de diatomées et de *Phaeocystis* et une seconde en Août composée de coccolihophores et de phytoplancton "autre" (probablement des diatomées d'après les travaux existants).

L'efflorescence printanière (durant le mois de Mai) est déclenchée par un processus de stratification qui est différent au Sud et au Nord de la mer de Barents. Au Sud, dans le domaine atlantique, la stratification s'effectue par réchauffement de la couche de surface dû au rayonnement solaire. Au Nord, dans la zone arctique, la stratification est déclenchée par la fonte de la glace de mer qui produit une couche d'eau de fonte à la surface de l'Océan. Ces processus peuvent se combiner lorsque le front de glace est proche de la zone atlantique. Mais avec le récent recul de la banquise, l'efflorescence associée avec le bord de glace ou « Ice Edge Bloom » s'est déplacée plus au Nord et à l'Est de la mer de Barents. Le bloom printanier se termine généralement fin Mai ou début Juin lorsque les nutriments sont épuisés dans la couche de mélange et que la colonne d'eau devient trop stratifiée pour que des apports verticaux de nutriments interviennent.

L'efflorescence estivale, au contraire, est déclenchée par l'apport de l'eau issue des mers nordiques (atlantique et côtière) et des processus de dé-stratification (mélange) qui permettent la remontée de nutriments. Si cette efflorescence est liée au "front Sud" et au domaine des eaux atlantiques elle est aussi dépendante du volume de glace de mer formé au cours de l'hiver précédent. En effet, si une production de glace importante a eut lieu, une couche d'eau de fonte va se former au-dessus du "front Sud" et des eaux atlantiques et empêcher les remontées de nutriments. Avec la récente « Atlantification » de la mer de Barents et le déplacement du "front Sud", cette efflorescence se déroule plus au Nord et à l'Est.

La variabilité inter-annuelle du phytoplancton dépasse la variabilité saisonnière.



Malgré des advections de nutriments d'origine atlantique de moins en moins importants, les efflorescences voient leur biomasse totale augmenter de près de 40% durant les dernières 18 années notamment dans les régions du Nord et l'Est de la mer de Barents. Cela serait dû à une augmentation du mélange et à un affaiblissement de la stratification à cause de la disparition de la glace de mer hivernale dans ces régions. Ce phénomène favoriserait les apports de nutriments dans la couche de mélange depuis les couches plus profondes.

### **Quels avenir pour le phytoplancton de la mer de Barents ?**

Selon la dernière prévision du groupe international du climat (IPCC, 2013), la fonte de la banquise devrait se poursuivre, même selon le plus optimiste des scénarios, jusqu'à la fin du siècle. Peut-on imaginer une mer de Barents libérée des glaces même en hiver ? Même si cela semble peu réaliste à court terme, cette hypothèse a tout de même le mérite de poser la question du rôle de la glace pour le phytoplancton. L'importance de la glace de mer dans les cycles bio-géochimiques a déjà été montrée dans de nombreuses études (e.g. Lancelot et al., 2009 ; Vancoppenolle et al., 2013). Comment pouvons-nous prévoir les impacts de la disparition de la glace ?

La disparition de la glace de mer pourrait augmenter l'activité phytoplanctonique en favorisant la pénétration de la lumière dans l'Océan. De même, nous avons vu que le mélange augmente en été car il y a de moins en moins d'eau de fonte issue de la glace de mer. Cependant, les apports en nutriments issues des mers nordiques diminuent, l'efflorescence printanière "de bord de glace" (dépendante du processus de stratification par la glace de mer) serait donc menacée. De plus, c'est sans compter que le phytoplancton n'est pas le seul producteur primaire de l'Arctique. Des algues de glace (ou algues sympagiques) sont présentes dans, et sur la glace (et du phytoplancton est observé sous la glace). La disparition de leur habitat pourrait les faire disparaître alors qu'elles seraient responsables de 20% de la production primaire dans l'Océan Arctique (Gosselin et al., 1997). Enfin, ces algues de glace libérées lors de la fonte au printemps, serviraient à en-

semencer et donc à déclencher l'efflorescence phytoplanctonique (Lancelot et al., 2009). La non-considération des algues de glace représente une des limitations de ce travail de thèse. Quant à l'avenir du phytoplancton de la mer de Barents, il reste donc plus que jamais incertain...

## Perspectives :

1. L'altimétrie spatiale est un outil robuste de plus en plus employé pour mesurer les variations du niveau de la Mer et pour estimer les courants géostrophiques. La présence de glace de mer et l'inclinaison des anciens satellites ne permettait pas d'observer les régions polaires. La fonte de la banquise et l'envoi de nouveaux satellites ont permis de poser les bases pour de futures investigations. L'observation des courants géostrophiques de surface pourrait permettre de valider les schémas de circulation jusqu'alors mis en évidence par les modèles et d'étudier leur variabilité.
  
2. Les zones frontales sont connues pour mettre en jeu des phénomènes méso-échelle ou de sous méso-échelle. Dans la mer de Barents, ces phénomènes sont encore largement méconnus. On sait que le front polaire est associé à des transports trans-frontaux dûs aux courants de marées sur le plateau de Spitsberg. Récemment, des études montrent l'existence probable de cellules de convections (Kushnir et al., 2008) ou de tourbillons cycloniques (Kushnir et al., 2011) aux abords des fronts. Quelle est l'activité tourbillonnaire aux abords des fronts ? Cette problématique est encore mal connue pour la mer de Barents et n'a pas été abordée dans cette thèse. Son importance sur le développement du phytoplancton en général est reconnue et mériterait une étude à plus haute résolution soit grâce à un modèle soit en multipliant les campagnes glider à différents mois de l'année.

3. La chlorophylle-a est un traceur de la biomasse phytoplanctonique, mais elle ne permet pas d'évaluer la production primaire. En effet, une forte production primaire peut ne pas correspondre à un fort signal de chlorophylle a si le broutage par le zooplancton est important. Pour mieux évaluer le rôle de la mer de Barents dans le cycle du carbone, il serait intéressant de renouveler l'étude avec la productivité primaire à l'aide d'un modèle biogéochimique (tel SINMOD), des algorithmes qui calculent la production primaire à partir des images satellites, et si possible des données in-situ.
4. La production primaire associée aux algues de glace est estimée à 20% de la production primaire totale dans le Nord de la mer de Barents (Hegseth, 1998) mais n'est pas prise en compte dans les études actuelles. La productivité primaire et les changements associés sont donc probablement sous-estimés. La modélisation est l'outil le plus prometteur pour étudier et améliorer notre connaissance sur ces algues de glace (Vancoppenolle et al., 2013). Son implémentation dans SINMOD constituerait une amélioration importante.
5. Si la composition phytoplanctonique semble stable dans la mer de Barents, l'abondance relative de phytoplancton est très variable dans le temps et l'espace. Les connaissances actuelles ne permettent pas d'expliquer pourquoi le groupe des diatomées ou des Phaeocystis domine l'efflorescence printanière ni quelle est la succession des phytoplancton durant la saison productive. Cela est dû à l'absence de séries temporelles longues.  
La plupart des études montrent des résultats contradictoires dont il est difficile d'extraire une règle générale. Certains montrent que les diatomées dominent les eaux arctiques (Rat'kova and Wassman, 2005), d'autres n'observent pas de variabilité spatiale (Dergerlund and Eilertsen, 2010). Il en est de même pour les successions de phytoplancton durant la saison productive, les séries temporelles sont trop lacunaires (on pense que les diatomées se

développent avant les phaeocystis). On confirme dans le chapitre 3 que lors de l'efflorescence estivale, les coccolithophoridés cohabitent avec d' "autre" phytoplancton et cela remet en cause ce schéma classique de succession des groupes de phytoplanctonique. Il s'agit d'une question qui n'est pas traitée dans cette thèse et qui mériterait une attention particulière tant les impacts de ces groupes phytoplanctonique sur l'écosystème et le cycle du carbone sont différents.

6. Tous les travaux actuels montrent une augmentation de la biomasse phytoplanctonique et de la productivité primaire dans la mer de Barents en réponse à son réchauffement, son "Atlantification" et le recul de la banquise. Pourtant, malgré le doublement du volume d'eau atlantique, on a montré une diminution de la quantité de nutriments issus des mers nordiques. Donc plus d'eau atlantique ne signifierait pas plus de nutriments ? Ce "paradoxe" trouve probablement son explication dans les courants en amont dans les mers Nordiques. Jusqu'à quand cet équilibre impossible (plus de production primaire et moins de nutriments) durera dans la mer de Barents ? Quel est le rôle des nutriments benthiques ?



# Annexe A

## La théorie du "kriging"

L'interpolation spatiale est un problème classique pour les sciences de la Terre. Pour pouvoir comparer les données d'année en année par exemple, il faut créer des champs de valeur sur une grille régulière. Le "kriging" représente une solution technique efficace à ce problème en procurant la meilleure estimation sans biais du champ inconnu  $Z^*$  à une position  $x_0$  (Journel et Huijbregts, 1978 ; Kitanidis, 1997). Le "kriging" interpole et extrapole les données originales  $Z$  éparpillées de manière irrégulière. On pose :

$$Z^*(x_0) = \sum \lambda_j \cdot Z(x_j)$$

Le principe du "kriging" consiste à déterminer le poids  $\lambda_j$  que l'on attribue à chaque valeur mesurée entourant la position  $x_0$  par une méthode basée sur l'hypothèse que sa moyenne et sa déviation standard sont indépendantes de sa position. Les poids  $\lambda_j$  sont obtenus grâce à la fonction de covariance dépendant de la distance  $h$  séparant les points.

L'avantage de cette méthode est qu'elle minimise la variance et donc l'erreur estimée. Deux points sont d'autant plus proches que la variance de la différence entre  $Z(x+h)$  et  $Z(x)$  sera petite. On obtient le variogramme qui ne dépend que de  $h$  (et non de  $x_0$ ) :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \cdot \text{Var}[Z(x_0) - Z(x_0 + h)][2]$$

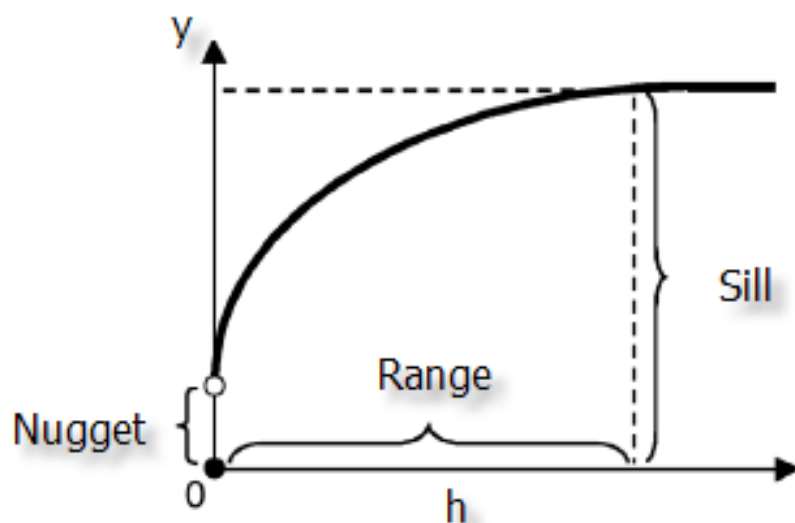


Fig. A.1 Illustration d'un variogramme modélisée

Le variogramme expérimental illustre la croissance de  $h$  et permet d'analyser statistiquement le jeu de données :

- La portée (range) est la distance à laquelle la limite maximale de la variabilité est atteinte.
- Le seuil (sill) est la valeur maximale de la variabilité atteinte lorsque la distance dépasse la portée
- L'effet pépité (nugget effect). Pour  $h=0$  le variogramme est normalement égal à 0. Parfois, les champs de valeur montrent des discontinuités (des changements de valeurs importants à de faibles distances). L'effet pépité, ou l'écart de la valeur du variogramme au 0 à la distance 0, peut être ajusté dans ce genre de cas pour mieux représenter ces phénomènes.

Le variogramme expérimental est modélisé par une fonction sphérique, exponentielle ou gaussienne. Il permet ensuite d'interpoler les données spatialement. Le variogramme permet aussi de vérifier visuellement les erreurs d'estimations.

En résumé, le "kriging" :

- procure une estimation non-biaisée (quand il n'y a pas d'effet pépité).
- dépend uniquement de la distance et de la covariance (indépendant des valeurs).
- prend en compte la discontinuité du phénomène grâce à l'effet pépité.
- les valeurs estimées sont moins variables que les valeurs originales.
- donne une estimation précise des incertitudes.





# Bibliographie

Aagaard, K. et Woodgate, R. A. : Some thoughts on the freezing and melting of sea ice and their effects on the ocean. *Ocean Modelling* 3 : 127-135, 2001.

Adlandsvik, B., et Loeng, H.. A study of the climatic system in the Barents Sea. *Polar Research*, 10(May 1990), 45–49. doi :10.1111/j.1751-8369.1991.tb00633.x, 1991.

Aksenov, Y., Bacon, S., Coward, A. C., et Nurser, A. J. G.. The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean : High-resolution model study. *Journal of Marine Systems*, 79(1-2), 1–22. doi :10.1016/j.jmarsys.2009.05.003, 2010.

Allen, A. E., Booth, M. G., Verity, P. G., et Frischer, M. E. : Influence of nitrate availability on the distribution and abundance of heterotrophic bacterial nitrate assimilation genes in the Barents Sea during summer. *Aquatic Microbial Ecology*, 39(3), 247–255. doi :10.3354/ame039247, 2005.

Ambaum, M. H., Hoskins, B. J., and Stephenson, D. B. : Arctic oscillation or North Atlantic oscillation ?. *Journal of Climate*, 14(16), 3495-3507, 2001.

Anderson, L. G., Jones, E. P., et Rudels, B.. Ventilation of the Arctic Ocean estimated by a plume entrainment model constrained by CFCs. *Journal of Geophysical Research*, 104, 13423. doi :10.1029/1999JC900074, 1999.

Arrigo, K. R., et van Dijken, G. L.. Secular trends in Arctic Ocean net primary production. *Journal of Geophysical Research*, 116(C9). doi :10.1029/2011JC007151, 2011.

Arrigo, K. R., Perovich, D. K., Pickart, R. S., Brown, Z. W., van Dijken, G. L., Lowry, K. E., ... Swift, J. H.. Massive phytoplankton blooms under Arctic sea ice. *Science (New York, N.Y.)*, 336(6087), 1408. doi :10.1126/science.1215065, 2012.

Arrigo, K. R., et van Dijken, G. L.. Continued increases in Arctic Ocean primary production. *Progress in Oceanography*. doi :10.1016/j.pocean.2015.05.002, 2015

Årthun, M. et C. Schrum : Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea. *Journal of Marine Systems* 83(1-2) : 88-98, 2010.

Årthun, M., Ingvaldsen, R. B., Smedsrud, L. H., et Schrum, C.. Dense water formation and circulation in the Barents Sea. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 58, 801–817. doi :10.1016/j.dsr.2011.06.001, 2011.

Årthun, M., T. Eldevik, Smedsrud, L. H., Skagseth, Ø., Ingvaldsen, R. B. : Quantifying the influence of atlantic heat on Barents Sea variability and retreat. *Journal of Climate* 25(13) : 4736-4743, 2012.

Ayers, G. P., et R. W. Gillett, DMS and its oxidation products in the remote marine atmosphere : Implications for climate and atmospheric chemistry, *J. Sea Res.*, 43, 275–286, 2000.

Balch, W. M., Holligan, P. M., Ackleson, S. G., and Voss, K. J. : Biological and optical properties of mesoscale coccolithophore blooms in the Gulf of Maine. *Limnology and Oceanography*, 36(4), 629-643, 1991.

Barber D.G. and R.A. Massom : *Polynyas : Windows to the World*. Elsevier Oceanography Series, Year : 2007, Volume 74, Page 1. doi : 10.1016/S0422-9894(06)74001-6

Barnard, W. R., Andrea, M. O., Iverson, R. L.. Dymethylsulfid and Phaeocystis pouchetii in the southeastern Bering Sea. *Cont. Shelf Res.* 3 : 103-113, 1984.

Bengtsson, L., Semenov, V. a., et Johannessen, O. M.. The early twentieth-century warming in the arctic - A possible mechanism. *Journal of Climate*, 17, 4045–4057. doi :10.1175/1520-0442(2004)017<4045 :TETWIT>2.0.CO ;2, 2004.

Blindheim, J., Borovkov, V., Hansen, B., Malmberg, S. A., Turrell, W. R., and Østerhus, S.. Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 47, 655–680. doi :10.1016/S0967-0637(99)00070-9, 1999.

Carmack, E., Barber, D., Christensen, J., Macdonald, R., Rudels, B., and Sakshaug, E.. Climate variability and physical forcing of the food webs and the carbon budget on panArctic shelves. *Progress in Oceanography*, 71 : 145–181, 2006.

Carmack, E., et Wassmann, P.. Food webs and physical-biological coupling on pan-Arctic shelves : Unifying concepts and comprehensive perspectives. *Progress in Oceanography*, 71, 446–477. doi :10.1016/j.pocean.2006.10.004, 2006.

Chapman, W. L. et Walsh, J. E.. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 74 ,33 – 47, 1993.

Chen, Y.Q., Wang, N., Zhang, P., Zhou, H., Qu, L.H.. Molecular evidence identifies bloom-forming *Phaeocystis* (Prymnesiophyta) from coastal waters of southeast China as *Phaeocystis globosa*. *Biochem. System. Ecol.* 30, 15–22, 2002.

Chisholm, S. W.. Phytoplankton size, p. 213–237. In P. G .Falkowski and A. D. Woodhead [eds.], *Primary production and biogeochemical cycles in the sea*. Plenum Press, 1992.

Comiso, J. C., updated 2015. Bootstrap Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS. Version 2. [indicate subset used]. Boulder, Colorado USA : NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <http://dx.doi.org/10.5067/J6JQLS9EJ5HU>, 2000.

Comiso, Josefino C., et al. "Accelerated decline in the Arctic sea ice cover." *Geophysical Research Letters* 35.1, 2008.

Dalpadado, P., Ingvaldsen, R. B., Stige, L. C., Bogstad, B., Knutsen, T., Ottersen, G., et Ellertsen, B. Climate effects on Barents Sea ecosystem dynamics. *Ices Journal of Marine Science*, 69, 1303–1316. doi :10.1093/icesjms/fss063, 2012.

Dalpadado, P., Arrigo, K. R., Hjøllø, S. S., Rey, F., Ingvaldsen, R. B., Sperfeld, E., ... Ottersen, G.. Productivity in the barents sea–response to recent climate variability. *PloS One*, 9(5), e95273. doi :10.1371/journal.pone.0095273, 2014

Dankers, R. et Middelkoop, H. : River discharge and freshwater runoff to the Barents Sea under present and future climate conditions. *Climatic Change* 87(1-2) : 131-153, 2007.

Degerlund, M., and Eilertsen, H. C.. Main Species Characteristics of Phytoplankton Spring Blooms in NE Atlantic and Arctic Waters (68-80°N). *Estuaries and Coasts*, 33(2), 242–269. doi :10.1007/s12237-009-9167-7, 2010.

Dickson, R. R., T. J. Osborn, J. W. Hurrell, J. Meincke, J. Blindheim, B. Ådlandsvik, T. Vinje, G. Alekseev, et W. Maslowski, The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation, *J. Clim.*, 13, 2671–2696, 2000.

Ambaum MHP, Hoskins BJ, Stephenson DB : Arctic oscillation or north Atlantic oscillation ? *J Clim* 14 :3495–3507, 2001.

DiTullio, G. R., J. M. Grebmeier, K. R. Arrigo, M. P. Lizotte, D. H. Robinson,

A. Leventer, J. B. Barry, M. L. VanWoert, et R. B. Dunbar. Rapid and early export of *Phaeocystis Antarctica* blooms in the Ross Sea, Antarctica. *Nature* 404 :595-598, 2000.

Druzhkov, N.V., Makarevich, P.R.. Structural characteristic of the microphytoplankton seasonal development in the coastal ecosystem. In : *Phytoplankton of the Barents Sea*. Izdatelstvo Kolskiy Nauchnyy tsentr RAN Publication, Apatity, Russia, pp. 83–96, 1992.

Egbert, G. D. et Ray, R. D. : Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data, *Nature*, 405, 775–778, 2000.

Ellingsen, I., Slagstad, D., Sundfjord, A. : Modification of water masses in the Barents Sea and its coupling to ice dynamics : a model study. *Ocean Dynamics* 59(6) : 1095-1108., 2009.

Engelsen, O., Hegseth, E., and Hop, H.. Spatial variability of chlorophyll- a in the Marginal Ice Zone of the Barents Sea, with relations to sea ice and oceanographic conditions. *Journal of Marine Systems*, 35, 79–97. doi :10.1016/S0924-7963(02)00077-5, 2002.

Erga, S. R., Ssebiyonga, N., Hamre, B., Frette, Ø., Hovland, E., Hancke, K., ... Rey, F. : Environmental control of phytoplankton distribution and photosynthetic performance at the Jan Mayen Front in the Norwegian Sea. *Journal of Marine Systems*, 130, 193–205. doi :10.1016/j.jmarsys.2012.01.006, 2014.

Falkowski, P. G. et Raven, J. A. *Aquatic Photosynthesis* (Blackwell, Oxford), 1997.

Fer, I., and Drinkwater, K. : Mixing in the Barents Sea Polar Front near Hopen in spring. *Journal of Marine Systems*, 130, 206–218. doi :10.1016/j.jmarsys.2012.01.005, 2014.

Fernandez E., P. Boyd, P. M. Holligan and D. S. Harbour (1993) Production of organic and inorganic carbon within a large-scale coccolithophore bloom in the northeast Atlantic Ocean. *Marine Ecology Progress Series*, 97, 271-285.

Franks, P. J. : Phytoplankton blooms at fronts : patterns, scales, and physical forcing mechanisms. *Reviews in Aquatic Sciences*, 6(2), 121-137, 1992.

Franks, P. J., and Chen, C. : Plankton production in tidal fronts : a model of Georges Bank in summer. *Journal of Marine Research*, 54(4), 631-651, 1996.

Furevik, T. : Annual and interannual variability of Atlantic Water tempera-

tures in the Norwegian and Barents Seas : 1980-1996. *Deep-Sea Research I*(48) : 383-404, 2001.

Gammelsrød, T., Ø. Leikvin, Leikvin, Ø., Lien, V, Budgell, W. P., Loeng, H., Maslowski, W. : Mass and heat transports in the NE Barents Sea : Observations and models. *Journal of Marine Systems* 75(1-2) : 56-69, 2009.

Gascard, J., Raisbeck, G., Sequeira, S., Yiou, F. and Mork, K.A. : The Norwegian Atlantic Current in the Lofoten basin inferred from hydrological and tracer data (129I) and its interaction with the Norwegian Coastal Current. *Geophysical Research Letters* 31 : doi : 10.1029/2003GL018303, 2004.

Gawarkiewicz, G. G. and Plueddemann, A. J. : Topographic control of thermohaline frontal structure in the Barents Sea Polar Front on the south flank of Spitsbergen Bank. *Journal of Geophysical Research* 100(C3) : 4509-4524, 1995.

Gosselin, M., Levasseur, M., Wheeler, P. a., Horner, R. a., et Booth, B. C. : New measurements of phytoplankton and ice algal production in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 44(8), 1623–1644. doi :10.1016/S0967-0645(97)00054-4, 1997

Häkkinen, S. et Cavalieri, D.J. : A study of oceanic surface heat fluxes in the Greenland, Norwegian, and Barents Seas. *Journal of Geophysical Research* 94 : doi : 10.1029/JC094iC05p06145. issn : 0148-0227, 1989.

Hansen E., Ernstsens A., Eilertsen H. C. : Isolation and characterisation of a cytotoxic polyunsaturated aldehyde from the marine phytoplankter *Phaeocystis pouchetii* (Hariot) Lagerheim. *Toxicology* 199 :207– 21, 2004.

Harris, C. L., Plueddemann, A. J., Gawarkiewicz, G. G. : Water mass distribution and polar front structure in the western Barents Sea. *Journal of Geophysical Research* 103(C2) : 2905, 1998.

Hegseth, E. : Primary production of the northern Barents Sea. *Polar Research*, 17(May 1996), 113–123. Retrieved from <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1751-8369.1998.tb00266.x/abstract>, 1998.

Hegseth, E. N., and Sundfjord, A. : Intrusion and blooming of Atlantic phytoplankton species in the high Arctic. *Journal of Marine Systems*, 74(1-2), 108–119. doi :10.1016/j.jmarsys.2007.11.011, 2008

Holligan, P. M., Groom, S. B., and Harbour, D. S. : What controls the distribution of the coccolithophore, *Emiliania huxleyi*, in the North Sea ?. *Fisheries Oceanography*, 2(34), 175-183, 1993.

Hopkins, J., S. A. Henson, S. C. Painter, T. Tyrrell, et A. J. Poulton : Phenological characteristics of global coccolithophore blooms, *Global Biogeochem. Cycles*, 29, 239–253, doi :10.1002/2014GB004919, 2015.

Hovland, E. K., Hancke, K., Alver, M. O., Drinkwater, K., Høkedal, J., Johnsen, G., ... Sakshaug, E. : Optical impact of an *Emiliana huxleyi* bloom in the frontal region of the Barents Sea. *Journal of Marine Systems*, 130, 228–240. doi :10.1016/j.jmarsys.2012.07.002, 2014

Hunke, E. C. and Dukowicz, J. K. : An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *Journal of Physical Oceanography* 27(1849-1867), 1997.

Hurrell, J. : NAO index data provided by the climate analysis section, NCAR, Boulder, USA. Online : <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>, 1995

Ikeda, M., Johannessen, J. a., Lygre, K., et Sandven, S. : A Process Study of Mesoscale Meanders and Eddies in the Norwegian Coastal Current. *Journal of Physical Oceanography*. doi :10.1175/1520-0485, 1989

Ingvaldsen, R., H. Loeng, Asplin, L. : Variability in the Atlantic inflow to the Barents Sea based on a one-year time series from moored current meters. *Continental Shelf Research* 22 : 505–519, 2002.

Ingvaldsen, R., Loeng, H., Ottersen, G., Ådlandsvik, B. : Climate variability in the Barents Sea during the 20th century with focus on the 1990s. *ICES J. Mar. Sci.* 2019, 160-168, 2003.

Ingvaldsen, R. B. : Velocity field of the western entrance to the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research* 109(C3), 2004.

Inoue, J., Hori, M. E., Takaya, K. : The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly. *Journal of Climate* 25(7) : 2561-2568, 2012.

Ivanov, V., Korablev, A. and Myakoshin, O. : PC-adapted oceanographic database for studying climate shaping ocean processes. *Oceanology International* 96. The Global Ocean–Towards Operational Oceanography. Conference proceedings. Vol. 1. Pp. 89-99. New Malden, UK : Spear-head Exhibitions Ltd, 1996.

Jakobsson, M., et al. : The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0, *Geophysical Research Letters*, doi : 10.1029/2012GL052219, 2012.

Johannessen, O. M. and Foster, L. A. : A note on the topographically controlled Oceanic Polar Front in the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research* 83(C9) : 4567, 1978.

Johannessen, O. M., Bengtsson, L., Alekseev, G. V., Nagurnyi, a. P., Zakharov, V. F., Bobylev, L. P., ... Cattle, H. : Arctic climate change – observed and modeled temperature and sea ice., 328–341. doi :10.1111/j.1600-0870.2004.00060.x, 2004

Johannessen, E., Ingvaldsen, R. B., Bogstad, B., Dalpadado, P., Eriksen, E., Gjosaeter, H., ... Stiansen, J. E.. Changes in Barents Sea ecosystem state, 1970-2009 : climate fluctuations, human impact, and trophic interactions. *ICES Journal of Marine Science*, 69(5), 880–889. doi :10.1093/icesjms/fss046, 2012.

Jones, E. P., B. Rudels, and L. G. Anderson, Deep waters of the Arctic Ocean : Origins and circulation, *Deep-Sea Res. I*, 42, 737–760, 1995.

Jones, E. P., L. G. Anderson, et Swift J. H. : Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean : Implications for circulation. *Geophysical Research Letters*, Vol.25, No.6, p.765-768, 1998.

Kahru, M., Nömmann, S., Simm, M., and Vilbaste, K. : Plankton distributions and processes in the Baltic boundary zones. *Elsevier oceanography series*, 42, 273-294, 1986.

Kahru, M., V. Brotas, M. Manzano-Sarabia, and B. G. Mitchell, Are phytoplankton blooms occurring earlier in the arctic?, *Global Change Biology*, 17, 1733–1739, doi : 10.1111/j.1365-2486.2010.02312.x, 2011.

Karcher, M. , Kulakov, M. , Pivovarov, S. , Schauer, U. , Kauker, F. et Schlitzer, R. : Atlantic Water flow to the Kara Sea - comparing model results with observations , in : 'Siberian River Runoff in the Kara Sea : Characterisation, Quantification, Variability and Environmental Significance', Stein, Fahl, Fütterer, Galimov (Eds.), Elsevier, *Proceedings in Marine Science*, pp. 47-69 , 2003.

Kinnard, C., Zdanowicz, C. M., Fisher, D. A., Isaksson, E., de Vernal, A., et Thompson, L. G. : Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. *Nature*, 479(7374), 509–512. doi :10.1038/nature10581, 2011.

Knipovich, N., *Hydrologische Untersuchungen in Europäischen Eismeer. Annalen Hydrogr.* Berlin, 33, 289-308, 1905

Kogeler J, Rey F. : Ocean colour and the spatial and seasonal distribution of



phytoplankton in the Barents Sea. *Int J Remote Sens* 20(7) :1303–1318, 1999

Korablev A., A.Pnyushkov, A.Smirnov Compiling of the oceanographic database for climate monitoring in the Nordic Seas. In Russian // *Trudy AARI*. – Vol. 447. – P. 85-108, 2007.

Korosov and Pettersson, Interannual dynamic of the spring phytoplankton bloom in the Barents, NERSC Technical Report no. 341, 2015.

Kurtz, N. T., Galin, N., and Studinger, M. : An improved CryoSat-2 sea ice freeboard retrieval algorithm through the use of waveform fitting, *The Cryosphere*, 8, 1217-1237, doi :10.5194/tc-8-1217-2014, 2014.

Kushnir, V., Pavlov, V., Morozov, A., and Pavlova, O. : Convective Instability in the Ice Edge Area of the Barents Sea. *The Open Oceanography Journal*, 2(1), 18–27. doi :10.2174/1874252100802010018, 2008.

Kushnir, V., Pavlov, V., Morozov, A., and Pavlova, O. : “Flashes” of Chlorophyll-a Concentration Derived from in Situ and Remote Sensing Data at the Polar Front in the Barents Sea. *The Open Oceanography Journal*, 5(1), 2011.

Kuznetsov, L.L., Schoschina, E.V. : *Phytocenoses of the Barents Sea (Physiological and Structural Characteristics)*. Kola Scientific Centre RAS, Apatity, Russia, 308p. (in Russian), 2003.

Kwok, R. : Simulated effects of a snow layer on retrieval of CryoSat2 sea ice freeboard. *Geophysical Research Letters*, 41(14), 5014-5020, 2014.

Lancelot, C. Factors affecting the phytoplankton extracellular release in the southern Bight of the North Sea. *Mar Ecol. Prog.Ser*12 :115, 1983.

Lancelot, C., Keller, M.D., Rousseau, V., Smith Jr., W.O., Mathot, S. : Autecology of the marine haptophyte *Phaeocystis* sp. In : Anderson, D.M., Cembella, A.D., Hallagreaeff, G.M. (Eds.), *Physiological Ecology of Harmful Algal blooms*, vol. 41. Springer-Verlag, Berlin, pp. 209–224, 1998.

Lee, C., et al. "Autonomous platforms in the arctic observing network." *Proceedings of Ocean Obs09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society* 2, 2010).

Lee, Craig M., et al. *Marginal Ice Zone (MIZ) Program : Science and Experiment Plan*. No. APL-UW-1201. Washington Univ Seattle Applied Physics Lab, 2012.

Le Fevre J. (1986) *Aspects of the biology of frontal systems*. *Advances in*

Marine Biology, 23, 163-299.

Le Fouest, V., Postlethwaite, C., Morales Maqueda, M. A., Bélanger, S., et Babin, M. : On the role of tides and strong wind events in promoting summer primary production in the Barents Sea. *Continental Shelf Research*, 31, 1869–1879. doi :10.1016/j.csr.2011.08.013, 2011

Le Quéré, C., et al. : Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models, *Global Change Biol.*, 11, 2005.

Levitus, S., Matishov, G., Seidov, D., and Smolyar, I. : Barents Sea multidecadal variability. *Geophysical Research Letters*, 36(August), 1–5. doi :10.1029/2009GL039847, 2009.

Lien, V. S., Vikebø, F. B., et Skagseth, O. : One mechanism contributing to co-variability of the Atlantic inflow branches to the Arctic. *Nature Communications*, 4, 1488. doi :10.1038/ncomms2505, 2013

Loeng, H., et Land, F. J. : concerned with the bottom water of the Bear Island Channel, and, (May), 26–28, 1986.

Loeng, H. : Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea. *Polar Research* 10(1) : 5-18 in Sakshaug, E., Hopkins, C. C. E. and Britsland, N.A. (eds.) : *Proceedings of the Pro Mare Symposium on Polar Marine Ecology*, 1991.

Loeng, H., V. Ozhigin, B. Adlandsvik, and H. Sagen, Current measurements in the northeastern Barents Sea, in *Proceedings, ICES Statutory Meeting 1993*, C.M. 1993/C :41, Int. Counc. for the Explor. of the Sea, Copenhagen, 1993

Makarevich, P.R., Larionov, V.V. : Taxonomical composition of phytoplankton and history of the phytoplankton studies in the Barents Sea. In : *Phytoplankton of the Barents Sea*, Apatity, Russia, pp. 17–51, 1992.

Mann, K. H. Lazier (1996). *Dynamics of Marine Ecosystems, Biological-Physical interactions in the oceans.*

Mann, D. G. : The species concept in diatoms. *Phycologia*, 38(6), 437–495. doi :10.2216/i0031-8884-38-6-437.1, 1999.

Pabi, S., van Dijken, G. L., et Arrigo, K. R. : Primary production in the Arctic Ocean, 1998–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(C8), C08005. doi :10.1029/2007JC004578, 2008

Maritorena, S., and Siegel, D. A. : Consistent merging of satellite ocean co-

lor data sets using a bio-optical model. *Remote Sensing of Environment*, 94(4), 429–440. doi :10.1016/j.rse.2004.08.014, 2005.

Martin, S. and Cavalieri, D. J. : Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water. *Journal of Geophysical Research* 94(C9) : 12725, 1989

Martin, T. and Augstein, E.. Large-scale drift of Arctic Sea ice retrieved from passive microwave satellite data. *Journal of Geophysical Research* 105 : doi : 10.1029/ 1999JC900270. issn : 0148-0227, 2000.

Maus, Stefan, et al. "The US/UK world magnetic model for 2010-2015.", 2010).

Mesinger, F. and Arakawa, A. : Numerical methods used in atmospheric models. Global Atmospheric research programme - WMO-ICSU joint organizing committee 1(17), 1976.

Midttun L. : Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep-Sea Res* 32 :1233–1241, 1985

Midttun, L. and Loeng, H. : Climatic variations in the Barents Sea. the effect of oceanographic conditions on distribution and population dynamic of commercial fish stocks in the Barents Sea - proceeding of the third Soviet-Norwegian Symposium, Murmansk, 26-28 May 1986, 1987.

Mitchell, B. G., Brody, E. A., Yeh, E.-N., McClain, C., Comiso, J., and Maynard, N. G. : Meridional zonation of the Barents Sea ecosystem inferred from satellite remote sensing and in situ bio-optical observations. *Polar Research*, 1991.

Mork, K. A., et Blindheim, J. : Variations in the Atlantic in flow to the Nordic Seas , 1955-1996. *Atlantic*, 47, 1035–1057, 2000.

Munk P., Fox C. J., Bolle L. J., Van Damme C. J. G., Fossum P., Kraus G. : Spawning of North Sea fishes linked to hydrographic features. *Fish. Oceanogr.* 18, 458–469, doi :10.1111/j.1365-2419.2009.00525.x, 2009.

Nanninga, H. J., and Tyrrell, T. : Importance of light for the formation of algal blooms by *Emiliana huxleyi*. *Marine ecology progress series*. Oldendorf, 136(1), 195-203, 1996.

Nansen F : Northern waters : Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic Seas in 1901. *Videnskabs-Selskabets Skrifter*, Christiania, 1906.

Nelson D.M., P. Tréguer, M.A. Brzezinski, A. Leynaert, B. Quéguiner. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean : revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles*, 9 : 359-372, 1995.

Nilsen, J. E. Ø., Hátún, H., Mork, K. A., Valdimarson, H. : The NISE dataset, Tech. Rep. 0701, Faroes Fish. Lab., Tórshavn, Faroe Islands, 2008.

Oziel, L., Sirven, J., and Gascard, J.-C. : The Barents Sea frontal zones and water masses variability (1980–2011). *Ocean Science Discussions*, 12(2), 449–492. doi :10.5194/osd-12-449-2015, 2015

Paasche, E. : Phycological reviews 20. A review of the coccolithophorid *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae), with particular reference to growth, coccolith formation, and calcification–photosynthesis interactions. *Phycologia* 40, 503–529, 2002.

Parson, A. R., Bourke, R. H., et al. : The Barents Sea Polar Front in summer. *Journal of Geophysical Research* 101(C6) : 14,201-214,221, 1996.

Peralta-ferriz, C., et Woodgate, R. A. : Seasonal and interannual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data, and the dominance of stratification for multiyear mixed layer depth shoaling Submitted August 7, 2014.

Perovich, D., S. Gerland, S. Hendricks, W., Meier, M., Nicolaus, M., Tschudi. Sea Ice. Arctic Report Card : update for 2014, NOAA, 2014.

Petrenko, D., Pozdnyakov, D., Johannessen, J., Counillon, F., and Sychov, V. : Satellite-derived multi-year trend in primary production in the Arctic Ocean. *International Journal of Remote Sensing*, 34 (February), 3903– 3937. doi :10.1080/01431161.2012.762698, 2013.

Pfirman, S. L., Bauch, D., Gammelsrød, T. : The Northern Barents Sea : Water Mass Distribution and Modification. *Geophysical Monograph* 85(The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment), 1994.

Philippart, C.J.M., Cade'e, G.C., Van Raaphorst, W., Riegman, R. : Long-term phytoplankton-nutrient interactions in a shallow coastal sea : Algal community structure, nutrient budget, and denitrification potential. *Limnol. Oceanogr.* 45,131-144, 2000.

Poulin, M., Daugbjerg, N., Gradinger, R., Ilyash, L., Ratkova, T., and von

Quillfeldt, C. : The pan-Arctic biodiversity of marine pelagic and sea-ice unicellular eukaryotes : a first-attempt assessment. *Marine Biodiversity*, 41(1), 13-28, 2011.

Postlethwaite, C. F., Morales Maqueda, M. a., Le Fouest, V., Tattersall, G. R., Holt, J., et Willmott, a. J. : The effect of tides on dense water formation in Arctic shelf seas. *Ocean Science*, 7, 203–217. doi :10.5194/os-7-203-2011, 2011.

Proshutinsky, A. Y. and Johnson, M. A. : Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 102(C6) : 12493, 1997.

Prowse, T.D. and P.O. Flegg. : The magnitude of river flow to the Arctic Ocean : dependence on contributing area. *Hydrological Processes* 14(16-17) : 3185-3188, 2000.

Qu, B., Gabric, A. J., and Matrai, P. a. : The satellite-derived distribution of chlorophyll-a and its relation to ice cover, radiation and sea surface temperature in the Barents Sea. *Polar Biology*, 29(3), 196–210. doi :10.1007/s00300-005-0040-2, 2006

Quadfasel, D., Rudels, B., and Kurz, K. : Outflow of dense water from a Svalbard Fjord into the Fram Strait. *Deep-Sea Res.*, 35 : 1143-1150, 1988.

Ratkova, T. N., and Wassmann, P. : Sea ice algae in the White and Barents seas : Composition and origin. *Polar Research*, 24(April 2002), 95–110. doi :DOI 10.1111/j.1751-8369.2005.tb00143, 2005.

Reigstad, M., Wassmann, P., Wexels Riser, C., Øygarden, S., and Rey, F. : Variations in hydrography, nutrients and chlorophyll a in the marginal ice-zone and the central Barents Sea. *Journal of Marine Systems*, 38, 9–29. doi :10.1016/S0924-7963(02)00167-7, 2002

Reigstad, M., Carroll, J., Slagstad, D., Ellingsen, I., and Wassmann, P. : Intra-regional comparison of productivity, carbon flux and ecosystem composition within the northern Barents Sea. *Progress in Oceanography*, 90(1-4), 33–46. doi :10.1016/j.pocean.2011.02.005, 2011

Rey, F., Loeng, H. : The influence of ice and hydrographic conditions on the development of stress on marine organisms. In : Gray, J.S., Christiansen, M.E. (Eds.), *Marine Biology of Polar Regions and Effect of Stress on Marine Organisms*. Wiley, Chichester, pp. 49–64, 1985.

Rey F, Skjoldal HR, Slagstad D. Primary production in relation to climatic changes in the Barents Sea. In : Loeng H (ed) *Proc 3d Soviet-Norwegian Symp*

Murmansk 1986. Inst Mar Res Bergen pp 29-46, 1987.

Riebesell, U., Reigstad, M., Wassmann, P., Noji, T., Passow, U. : On the trophic fate of the of *Phaeocystis pouchetii* (Hariot) : VI. Significance of *Phaeocystis*—derived mucus for vertical flux. *Nethe. J. Sea Res.* 33, 193–203, 1995.

Ricker, R., S. Hendricks, V. Helm, H. Skourup, and M. Davidson : Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea-ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation, *The Cryosphere*, 8, 1607-1622, doi :10.5194/tc-8-1607-2014, 2014.

Rippeth, T. P. : Mixing in seasonally stratified shelf seas : a shifting paradigm. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1837), 2837-2854, 2005.

Rousseau, V. Dynamics of *Phaeocystis* and diatom blooms in the eutrophicated oastal waters of the Southern Bight of the North Sea. Ph.D. thesis, Univ. Libre de Bruxelles, 2000

Rudels, B., Jones, E. P., Anderson, L. G., Kattner, G. : On the Intermediate Depth Waters of the Arctic Ocean. *Geophysical Monograph 85*(The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment), 1994.

Rudnick, D. L. and Ferrari R. : Compensation of Horizontal Temperature and Salinity Gradients in the Ocean Mixed Layer. *Science* 283 : 526-529, 1999.

Sakshaug, E., Skjoldal, H.R. : Life at the ice edge. *Ambio* 18, 60–67, 1989.

Sakshaug, E. and Slagstad, D. : Light and productivity of phytoplankton in polar marine ecosystems : a physiological view. *Polar Research*, 10 : 69–85, 1991.

Sakshaug, E., Bjørge, A., Gulliksen, B., Loeng, H., and Mehlum, F. : Structure, biomass distribution, and energetics of the pelagic ecosystem in the Barents Sea : A synopsis. *Polar Biology*, 14 : 405–411, 1994.

Sakshaug, E. : Primary and secondary production in the Arctic Seas, in : *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*, edited by : Stein, R. and Macdonald, R., Springer, 57–81, 2004.

Schauer, U. : The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea. *Journal of Geophysical Research*, 100(C8), 16015. doi :10.1029/95JC01184, 1995

Schauer, U., R. D. Muench, Rudels, B., Timokhov, L. : Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers. *Journal of Geophy-*

sical Research 102(C2) : 3371-3382, 1997.

Schauer, U., Loeng H., Rudels, B., Ozhigine, V. K., Dieckf., W. : Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas. Deep-Sea Research I(49) : 2281–2298, 2002.

Schoemann, V., Becquevort, S., Stefels, J., Rousseau, V., et Lancelot, C. : Phaeocystis blooms in the global ocean and their controlling mechanisms : A review. Journal of Sea Research, 53, 43–66. doi :10.1016/j.seares.2004.01.008, 2005

Screen, J. a, et Simmonds, I. : The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464(7293), 1334–1337. doi :10.1038/nature09051, 2010.

Seidov, D., Antonov, J. I., Arzayus, K. M., Baranova, O. K., Biddle, M., Boyer, T. P., ... Zweng, M. M.. Oceanography north of 60°N from World Ocean Database. Progress in Oceanography, 132, 153–173. doi :10.1016/j.pocean.2014.02.003, 2014.

Serreze, M. C., Barrett, A. P., et al. : The large-scale freshwater cycle of the Arctic. Journal of Geophysical Research 111 :C11010, doi :10.1029/2005jc003424, 2006.

Serreze, M. C., Holland, M. M., Stroeve, J. : Perspectives on the Arctic's Shrinking Sea-Ice Cover. Science 315(5818) : 1533-1536, 2007.

Signorini, S. R., Garcia, V. M. T., Piola, A. R., Garcia, C. a E., Mata, M. M., and McClain, C. R. : Seasonal and interannual variability of calcite in the vicinity of the Patagonian shelf break (38°S-52°S). Geophysical Research Letters, 33(November 2004), 1–5. doi :10.1029/2006GL026592, 2006

Signorini, S. R., and McClain, C. R. : Environmental factors controlling the Barents Sea spring-summer phytoplankton blooms. Geophysical Research Letters, 36, 1–5. doi :10.1029/2009GL037695, 2009

Simmonds, I., et Rudeva, I. : The great Arctic cyclone of August 2012. Geophysical Research Letters, 39(23), n/a–n/a. doi :10.1029/2012GL054259, 2012

Skagseth, Ø. : Recirculation of Atlantic Water in the western Barents Sea. Geophysical Research Letters 35, L11606, doi :10.1029/ 2008GL033785, 2008.

Slagstad, D. : A 4-Dimensional physical model of the Barents Sea. Trondheim : SINTEF. STF 48 F87013. pp34, 1987.

Slagstad, D. and Wassmann, P. : Climate Change and carbon flux in the Barents Sea : 3-D simulations of ice-distribution, primary production and vertical export of particulate organic carbon. *Memoirs of National Institute of Polar Research* (51) : 119-141, 1996.

Slagstad, D., Downing K., Carlotti, F., Hirche, H. J. : Modelling the carbon export and air-sea flux of CO<sub>2</sub> in the Greenland Sea. *Deep-Sea Research II* 46 : 1511-1530, 1999.

Slagstad, D. and McClimans, T. A. : Modeling the ecosystem dynamics of the Barents sea including the marginal ice zone : I. Physical and chemical oceanography. *Journal of Marine Systems* 58(1-2) : 1-18, 2005.

Slagstad, D., Ellingsen, I. H., and Wassmann, P. : Evaluating primary and secondary production in an Arctic Ocean void of summer sea ice : An experimental simulation approach. *Progress in Oceanography*, 90(1-4), 117–131. doi :10.1016/j.pocean.2011.02.009, 2011

Smayda.T. : The growth of *Skeletonema costatum* during a winter-spring bloom in Narragansett Bay,R.I.NOIWJ.Bot.20 :219-247, 1973.

Smedsrud, L. H., Ingvaldsen, R., Nilsen, J. E. Ø., Skagseth Ø. : Heat in the Barents Sea : transport, storage, and surface fluxes. *Ocean Science* 6 : 219–234, 2010.

Smedsrud, L. H., Esau, I., Ingvaldsen, R. B., Eldevik, T., Haugan, P. M., Li, C., ... Sorokina, S. a. (2013). The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*, 51, 415–449. doi :10.1002/rog.20017, 2012.

Smith, W. O., Jr., and W. G. Harrison, New production in polar regions : The role of environmental controls, *Deep Sea Res.*, 38, 1463-1479, 1991.

Smetacek, V., Nicol, S.. Polar ocean ecosystems in a changing world. *Nature* 437, 362–368, 2005.

Smetacek, V., and Cloern, J. E.. Oceans. On phytoplankton trends. *Science* (New York, N.Y.), 319(5868), 1346–8. doi :10.1126/science.1151330, 2008

Smith, W.O., Dennett, M.R., Mathot, S., Caron, D.A.. The temporal dynamics of the flagellates and colonial stages of *Phaeocystis antarctica* in the Ross Sea. *Deep-Sea Res. II* 50, 605–617, 2003.

Smyth, T. J., Tyrell, T., and Tarrant, B.. Time series of coccolithophore activity in the Barents Sea, from twenty years of satellite imagery. *Geophysical*



Research Letters, 31, 2–5. doi :10.1029/2004GL019735, 2004.

Stocker, Thomas F., et al. "Climate change 2013 : The physical science basis." Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5)(Cambridge Univ Press, New York), 2013).

Strass, V. H., and Nöthig, E. M. : Seasonal shifts in ice edge phytoplankton blooms in the Barents Sea related to the water column stability. *Polar Biology*, 16(6), 409-422, 1996.

Sundfjord, A., Fer, I., Kasajima, Y., Svendsen, H. : Observations of turbulent mixing and hydrography in the marginal ice zone of the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research* 112(C5), C05008, doi :10.1029/2006jc003524, 2007.

Tantsuira ,A.I.. About the current in the Barents Sea. *Trudy plyar. Nauchno-issled. Inst.morsk.ryb. Khoz.oceanogt.*, 11 : 35-53 (In Russian), 1959.

Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M. : The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25(9) : 1297-1300, 1998.

Tréguer P., D.M. Nelson, A.J. Van Bennekom, D.J. DeMaster, B. Quéguiner, A. Leynaert. The silica budget of the World Ocean : a re-estimate. *Science*, 268 : 375-379, 1995.

Tréguer, P. and P. Pondaven (2000) Global Change Silica Control of Carbon Dioxide. *Nature* 406 : 358359, 2000.

Våge, S., Basedow, S. L., Tande, K. S., et Zhou, M.. Physical structure of the Barents Sea Polar Front near Storbanken in August 2007. *Journal of Marine Systems*, 130, 256–262. doi :10.1016/j.jmarsys.2011.11.019, 2014.

Van Rijssel, M., Janse, I., Noordkamp, D.J.B., Gieskes, W.W.C.. An inventory of factors that affect polysaccharide production by *Phaeocystis globosa*. *J. Sea Res.* 43, 297 – 306, 2000.

von Quillfeldt, C. H. : Common diatom species in arctic spring blooms : Their distribution and abundance, *Bot. Mar.*, 43, 499– 516, 2000.

Verity, P.G., Smetacek, V.. Organism life cycles, predation, and the structure of marine pelagic ecosystems. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 130, 277–293, 1996.

Vinje, T.. Dynamics and morphology of the Barents Sea ice fields. In : *Procee-*

dings from the Ninth International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Fairbanks, Alaska, USA, August 17–22. The Geophysical Institute, University of Alaska, 1987.

Vinje, T. : Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864–1998. *Journal of Climate*, 14(3), 255–267. doi :10.1175/1520-0442(2001), 2001.

Volkov, D. L., et Pujol, M. I. (2012). Quality assessment of a satellite altimetry data product in the Nordic, Barents, and Kara seas. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(January), 1–18. doi :10.1029/2011JC007557

Volkov, D. L., Landerer, F. W., et Kirillov, S. a. : The genesis of sea level variability in the Barents Sea. *Continental Shelf Research*, 66, 92–104. doi :10.1016/j.csr.2013.07.007, 2013

Wadhams, P. 2003. "How Does Arctic Sea Ice Form and Decay ?" [http://www.arctic.noaa.gov/essay\\_wadhams.html](http://www.arctic.noaa.gov/essay_wadhams.html). Accessed April 2005.

Wassmann, P., Vernet, M., Mitchell, B.G., Ray, F.. Mass sedimentation of *Phaeocystis pouchetii* in the Barents Sea. *Mar. Ecol., Prog. Ser.* 66, 183–195, 1990.

Wassmann, P.. Sampling and analysis of marine particles with PEBENOCO (PElagic-BEntic coupling in the NORwegian COastal zone), University of Tromsø, Norway. *Geophys. Monogr.* 63, 97–99, 1991.

Wassmann P, Ratkova T, Andreassen I, Vernet M, Pedersen C, Rey F. : Spring bloom development in the marginal ice zone and the central Barents Sea. *Marine Ecology-Pubb- licazioni Della Stazione Zoologica Di Napoli I* 20(3–4) :321, 1999.

Wassmann, P., Reigstad, M., Haug, T., Rudels, B., Carroll, M. L., Hop, H., ... Pavlova, O.. Food webs and carbon flux in the Barents Sea. *Progress in Oceanography*, 71, 232–287. doi :10.1016/j.pocean.2006.10.003, 2006.

Wassmann, P., Slagstad, D., and Ellingsen, I.. Primary production and climatic variability in the European sector of the Arctic Ocean prior to 2007 : Preliminary results. *Polar Biology*, 33(D), 1641–1650. doi :10.1007/s00300-010-0839-3, 2010.

Wassmann, P., and Reigstad, M.. Future Arctic Ocean Seasonal Ice Zones and Implications for Pelagic-Benthic Coupling. *Oceanography*, 24(3), 220–231. doi :10.5670/oceanog.2011.74, 2011.

Yang, S., and Christensen, J. H. :Arctic sea ice reduction and European cold winters in CMIP5 climate change experiments. , Geophysical Research Letters, VOL. 39, L20707, doi :10.1029/2012GL053338, 2012.

Yang, D., and Yang, C.. Typhoon Impact and Crisis Management, 40, 253–266. doi :10.1007/978-3-642-40695-9, 2014.

Yashayaev, I., and Seidov, D.. The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents Seas. Progress in Oceanography, 132, 68–127. doi :10.1016/j.pocean.2014.11.009, 2015

Zenkevich, L.A.. Biology of the Seas of the USSR. George Allen and Unwin Ltd, London, 1963.



---

## Sujet : Variabilité de la mer de Barents et son impact sur le phytoplancton

---

**Résumé :** La mer de Barents possède un écosystème particulièrement riche. Elle est affectée par le changement climatique actuel, comme le reste de l'Arctique. L'effet le plus visible et le plus connu est la réduction spectaculaire de la banquise. On examine dans cette thèse les répercussions de ces changements sur l'hydrologie et le phytoplancton en mer de Barents.

Pour cela, on s'appuie sur la création d'une base de données historique comprenant les paramètres hydrologiques et bio-géochimiques. Un modèle 3D bio-géochimique spécifique à l'écosystème arctique est aussi utilisé quand les observations sont manquantes. Enfin, les données satellites fournissent des séries temporelles de concentration de glace, de Chlorophylle-a...

La mer de Barents est caractérisée par un front polaire séparant les eaux atlantiques issues des mers Nordiques des eaux arctiques dont la position est connue à l'ouest de 35°E. Nous avons pu montrer que ce front se sépare en deux branches dans l'Est du bassin: le front du Nord et le front du Sud. Ces fronts enferment les eaux de la mer de Barents qui se forment en hiver. Un doublement du volume des eaux atlantiques (une « Atlantification » de la mer de Barents), a aussi été mis en évidence. Elle accompagne un déplacement des fronts Nord et Sud vers le Nord-est. Le volume des eaux de la mer de Barents reste inchangé.

Ces changements, affectant l'hydrologie et la glace de mer, ont un impact significatif sur le phytoplancton. Les deux efflorescences qui le caractérisent ont lieu plus au Nord et à l'Est. La biomasse totale annuelle a augmenté de 40% lors des deux dernières décennies. Ce travail montre que les conditions de glace de mer et la structure frontale sont les paramètres clefs dirigeant la variabilité inter-annuelle du phytoplancton.

**Mots clés :** mer de Barents, front polaire, masses d'eau, bio-geochimie marine, phytoplancton.

---

## Subject : Variability of the Barents Sea and its impact on phytoplankton

---

**Abstract:** The Barents Sea has a particularly rich ecosystem. This is an Arctic region subject to intense climate changes. The drastic decrease in sea ice cover is the most visible effect. What are the impacts of these climatic changes on the hydrology and phytoplankton?

In order to answer these questions, this thesis relies on the creation of an extensive historical database of physical and bio-geochemical parameters. A 3D bio-geochemical model with an Arctic specific ecosystem is used when observations are lacking. At least, remote sensing data provides valuable time series of Ice concentration, Chlorophyll-a...

The Polar Front, separating the Atlantic Water coming from the Nordic Sea from the Arctic Water, is the principal feature of the Barents Sea region. Its position is known west of 35°E, but we showed that the polar front splits into two branches in the East part of the Barents Sea: the "Southern Front" and the "Northern Front". They enclose the winter locally formed Barents Sea Water. An "Atlantification", illustrating a doubling of the Atlantic Water volume, has been evidenced and goes along with a North-eastward shift of the fronts.

These hydrological and sea ice changes have a significant impact on the phytoplankton development. The two blooms of the Barents Sea occur further North and East with a 40% total annual biomass increase for the last two decades. This study suggests that the winter sea ice conditions and the frontal structure are the key mechanisms driving the inter-annual phytoplankton variability.

**Keywords:** Barents Sea, Polar Front, Water Mass, Marine Bio-geochemistry, Phytoplankton.